



Contribution à l'étude de la couche limite en ciel clair et sous la précipitation à partir du radar en bande X, CURIE (Canopée Urbaine Radar pour l'étude des Interactions et des Echanges)

Hassan Al-Sakka

► To cite this version:

Hassan Al-Sakka. Contribution à l'étude de la couche limite en ciel clair et sous la précipitation à partir du radar en bande X, CURIE (Canopée Urbaine Radar pour l'étude des Interactions et des Echanges). Physique Atmosphérique et Océanique [physics.ao-ph]. Université de Versailles-Saint Quentin en Yvelines, 2009. Français. NNT: . tel-00681678

HAL Id: tel-00681678

<https://theses.hal.science/tel-00681678>

Submitted on 22 Mar 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université de Versailles Saint Quentin

UFR de physique

THÈSE DE DOCTORAT

Présentée par

Hassan AL-SAKKA

Pour obtenir le titre de DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE VERSAILLES

Spécialité : Physique de l'atmosphère

Contribution à l'étude de la couche limite en ciel clair et sous la précipitation
à partir du radar en bande X, CURIE (Canopée Urbaine Radar pour l'étude
des Interactions et des Echanges)

Soutenue le 17 Décembre 2009 devant le jury composé des membres ci-dessous désignés :

Président du jury

M. Gérard CAUDAL Professeur des Universités, UVSQ, LATMOS.

Rapporteurs

Mme. Stéfania ARGENTINI Professeur, CNR, Italie.

M. Jacques PARENT DU CHATELET Ingénieur de Recherche, Météo France.

Examineurs

M. Joël VAN BAELEN Chercheur CNRS, OPGC, LaMP.

M. Richard WILSON Maître de conférence, UPMC, LATMOS.

M. Alain WEILL Directeur de thèse, CNRS, LATMOS.

M. Christophe LE GAC Co-directeur de thèse, Ingénieur de recherche, CNRS, LATMOS.

Remerciements

Le travail présenté dans ce mémoire a été réalisé au sein du Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales (LATMOS) qui est une unité mixte de recherche entre le CNRS (UMR CNRS 8190), l'Université de Versailles Saint Quentin (UVSQ) et l'Université de Pierre et Marie Curie (UPMC). Il fait partie de l'Observatoire des Sciences de l'Univers de l'UVSQ et de la Fédération de recherche IPSL (Institut Pierre Simon Laplace).

Avec l'accomplissement de ce travail, je tiens à exprimer ma profonde gratitude à Monsieur Alain WEILL, mon directeur de thèse et Monsieur Christophe LE GAC, mon codirecteur de thèse, pour l'aide et le soutien qu'il m'ont apporté tout au long de ce travail. Leur grande culture scientifique et ses qualités humaines exceptionnelles sont autant d'éléments qui m'ont conforté tout au long de l'avancement de mes travaux.

Je tiens également à exprimer ma reconnaissance à Monsieur Laurent CHARDENAL et Monsieur Richard NEY.

Je tiens à remercier Monsieur Jacques PARENT DE CHATELENT et Madame Stéfania ARGENTINI pour avoir accepté d'être les rapporteurs de ce travail.

Je remercie Monsieur Gerard CAUDAL, Monsieur Joël VAN BAELEN et Monsieur Richard WILSON pour l'intérêt qu'ils ont porté à cette étude en acceptant de faire partie de ce jury.

Je remercie également toutes l'équipe de travail au laboratoire pour leurs encouragements et leur enthousiasme.

Enfin, je dédie ce travail à mes parents Ali et Omayma, à ma soeur Diana, à mes frères Hussein, Hassane et Ahmad, à toute ma famille et à tous ceux qui m'ont soutenu et supporté durant ces trois années.

Résumé

L'étude de la couche limite atmosphérique (CLA) est indispensable pour différents types d'investigations (études des propriétés atmosphériques, surveillance de la pollution, études environnementales). Cette thèse est consacrée à l'étude des propriétés atmosphériques dans la CLA, la turbulence de petite échelle et les précipitations, à partir du radar CURIE. Les données de CURIE, en ciel clair dont le vent, ont été analysées et comparées avec d'autres instruments de télédétection sur le site de SIRTa (radar UHF, Sodar et Lidar). Les résultats ont montré que CURIE est un instrument adapté à l'étude de la CLA jusqu'à 700m d'altitude. D'autres paramètres comme la turbulence d'indice C_n^2 , l'inversion radiative matinale et l'entraînement sommital associé peuvent être estimés. En cas de précipitation, des comparaisons ont été effectuées avec un disdromètre et ont montré que CURIE dans les très basses couches permet l'étude des précipitations. Un cas de précipitation de neige a été également étudié. Des méthodes de représentations spectrales et une méthode de séparation du signal provenant de la turbulence en présence de précipitation ont été développées qui ouvrent une piste de recherche, utilisant le radar CURIE pour l'analyse des mouvements turbulents en présence de précipitation.

Abstract

The study of the atmospheric boundary layer (ABL) is essential for different types of investigations (studies of atmospheric properties, pollution monitoring, environmental studies). This thesis is devoted to the study of atmospheric properties in the ABL, the small-scale turbulence and precipitation from radar CURIE.

The data CURIE, clear air with the wind, were analyzed and compared with other remote sensing instruments on the site SIRTa (UHF Radar, Sodar and Lidar). The results showed that CURIE is an appropriate instrument for the study of the ABL up to 700m altitude. Other parameters such as turbulence index C_n^2 , radiative morning inversion and associated entrainment can be estimated.

In case of precipitation, comparisons were made with a disdromètre and showed that CURIE in very low levels enables the study of precipitation. A case of snowfall was also studied. Methods of spectral representation and a method of separating signal from turbulence in the presence of precipitation have been developed to open a line of research, using radar CURIE for analysis of turbulent motions in the presence of precipitation.

Table des matières

Remerciements	i
Résumé	i
Abstract	i
Introduction	1
1 Technique de Radar	5
1.1 Introduction	5
1.2 La portée ou la distance d'observation non ambiguë	7
1.3 Résolution spatiale et distance aveugle	8
1.4 L'effet Doppler et la vitesse radiale	8
1.5 Vitesse maximale non ambiguë	9
1.6 Intégrations Cohérentes	10
1.7 Équation Radar	12
1.8 Le codage du signal	13
1.8.1 Principe de codage d'impulsions	14
1.8.2 Les codes utilisés	15
2 Le Radar CURIE	17
2.1 Introduction	18
2.2 Les paramètres du radar CURIE	18

2.2.1	Choix du système	18
2.2.2	Choix de la longueur d'onde	18
2.2.2.1	Reflexion concernant la physique du milieu	18
2.2.2.2	Reflexion instrumentale	21
2.2.3	Choix de l'antenne	22
2.2.4	L'émetteur	22
2.2.5	Le récepteur	22
2.3	Traitement de signal dans le radar CURIE	23
2.3.1	La numérisation	23
2.3.2	La démodulation	23
2.3.3	Le filtrage et la décimation	24
2.3.4	Transformée de Fourier rapide (FFT)	26
2.3.4.1	Calcul du nombre de points FFT	26
2.3.4.2	Calcul du niveau de bruit	27
2.3.4.3	Forme du spectre	28
2.4	Analyse et traitement des données	28
2.4.1	Découpage et filtrage	29
2.4.2	Modélisation et suppression de l'écho de sol	30
2.4.3	Calcul des moments spectraux	31
2.5	Conclusion	31
3	Couche Limite Atmosphérique et Turbulence	33
3.1	Introduction	33
3.2	Définition de la Couche Limite Atmosphérique	33
3.3	Structure et caractéristique de la Couche Limite sans précipitation	34
3.4	Importance de l'étude de la turbulence	36
3.5	L'écoulement turbulent	36

3.6	Caractéristiques spectrales de la turbulence	38
3.7	Paramètres et instruments de mesure	39
3.8	Conclusion	41
4	Physique de la précipitation	43
4.1	Introduction	43
4.2	Processus de formation des précipitations	43
4.3	Taux de précipitation	44
4.4	Répartition granulométrique des précipitations	44
4.5	Vitesse de chute des hydrométéores	45
4.6	Instruments de mesure	46
4.7	Mesure des précipitations par radar	47
4.8	Atténuation du radar CURIE durant les précipitations	48
4.9	Conclusion	48
5	Estimation des paramètres spectraux	51
5.1	Introduction	51
5.2	Description générale des spectres	52
5.3	Cas de précipitations	53
5.3.1	Description des méthodes d'ajustement du signal sous forme d'une gaussienne	54
5.4	Cas de l'air clair	56
5.5	Calcul des écarts entre les représentations	58
5.5.1	Calcul des écarts entre les représentations utilisées dans le cas de précipitation	58
5.5.2	Calcul de la moyenne, du moment d'ordre 1 et du moment d'ordre 2	60
5.5.3	Calcul des écarts entre les représentations lorentziennes et les mesures en ciel clair	63
5.6	Cas particulier : présence de précipitation et "de turbulence?"	65
5.6.1	Limitation de la méthode de séparation	67
5.7	Conclusion	69

6	CURIE en visée verticale	71
6.1	Introduction	71
6.2	Mesures de vitesses verticales (CURIE en visée verticale)	71
6.2.1	Description du radar UHF d'EDF	71
6.2.2	Comparaison entre CURIE et le radar UHF	72
6.3	Couche d'inversion et cycle diurne	77
6.4	Détermination de flux d'entraînement à travers la couche d'inversion	81
6.5	Calcul de Cn^2	84
6.6	Conclusion	88
7	Utilisation de CURIE en “mode multipointage d'antenne” pour la mesure du vent horizontal	89
7.1	Introduction	89
7.2	Méthodes utilisées : Scénario de mesure	90
7.3	Méthode de mesure des composantes du vent, la technique DBST	90
7.4	Résultats et comparaisons	94
7.5	Comparaison sur l'ensemble des journées	109
7.6	Conclusion	112
8	Résultats dans le cas de précipitation	115
8.1	Introduction	115
8.2	Méthode de mesure	115
8.3	Comparaison de CURIE avec un disdromètre	117
8.4	Problèmes rencontrés	121
8.4.1	Problème d'horloge	121
8.4.2	Problème de repliement spectral	121
8.5	La neige	124
8.5.1	Etude des granulométries et de la vitesse de chute de la neige	124
8.5.2	Mesure par CURIE	125
8.6	Conclusion	129

Conclusion et perspectives	131
A Les différentes modes de fonctionnement du radar CURIE	135
B Le Chaff et le radar CURIE	137
C Actualité sur l'utilisation des radar météorologiques	149
D Al-Sakka H., A.Weill, C. Le Gac, R. Ney, L. Chardenal, J.-P. Vinson, L. Barthès and E. Dupont 2009 : CURIE : a low power X-band, low atmospheric Boundary Layer Doppler radar. Meteorologische Zeitschrift, vol.18, No. 3, 001-010.	155
Bibliographie	167

Liste des symboles

ACMAD African Centre of Meteorological Applications for Development

BPSK Binary Phase Shift Keying

CEBP Chassis d'Emission Basse Puissance

CEREA Centre d'Enseignement et de Recherche en Environnement Atmosphérique

CLA Couche Limite Atmosphérique

CLRTAP Executive Body of the Convention on Long Range Transboundary Air Pollution

CLU Couche Limite Urbaine

CTBTO Preparatory Commission for the Comprehensive Nuclear Test Ban Treaty Organisation

CWINDE Coordination Wind profiler Network

dBi decibel référencé par rapport à une antenne isotrope

dBm decibel référencé par rapport au mW (milliWatts)

EDF Électricité De France

EMCWF European Centre for Medium Range Weather Forecasts

ESA European Space Agency

EUMETNET The Network of European Meteorological Services

EUMETNET Network of European Meteorological Services

FFT Fast Fourier Transform

FMCW Frequency Modulated Continuous Wave

FPGA Field Programmable Gate Array

IPMET Institut de Recherche METéorologique

IPSL	Institut Pierre Simon Laplace
JRC	Join Research Centre
KNMI	Royal Netherlands Meteorological Institute
LATMOS	Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales
LES	Large Eddy Simulation
LNA	Low Noise Amplifier
MABL	Marine Boundary Layer
MC	Moindre Carré
MRR	Micro Rain Radar
NOAA	National Oceanic Atmospheric Administration
NSSL	National Severe Storms Laboratory
PRF	Pulse Repetition of Frequency
SIRTA	Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique
ST	Stratosphere Troposphere
TDWR	Terminal Doppler Weather Radar
UHF	Ultra High Frequency
VHF	Very High Frequency
WMO	World Meteorological Organisation

Introduction générale

La connaissance de la dynamique du vent dans les basses couches de l'atmosphère est indispensable pour la détermination de l'évolution de la couche limite atmosphérique que ce soit pour analyser l'évolution de sa stratification en humidité et température, donc la prévision de son évolution temporelle, mais encore si nous nous intéressons aux questions relatives à la pollution atmosphérique et à l'évolution des divers contaminants atmosphériques. Un domaine de l'actualité est l'étude de la Couche Limite Urbaine CLU (Couche Limite Urbaine) [Masson, 2000] et [Pigeon et al., 2007], le plus souvent dans des conditions hétérogènes qui demande une meilleure analyse de la partie supérieure de la ville dite la « canopée urbaine ».

Il existe de nombreux autres domaines pour lesquels la connaissance du vent dans la couche limite est importante : l'étude de l'énergie éolienne, l'étude de l'apparition et la disparition des brouillards, l'étude de la qualité des images astronomiques qui sont souvent perturbées par la turbulence atmosphérique et l'étude de la propagation radioélectrique, qui bien qu' étudiée de façon intense dans les années 1980, pose encore des questions lors de la propagation de signaux radioélectriques dans les basses couches de l'atmosphère.

Il est également nécessaire de documenter de façon fine certains phénomènes météorologiques des basses couches de l'atmosphère pouvant avoir des effets importants, en particulier, pour l'atterrissage et le décollage d'avions. Cette connaissance du vent est particulièrement nécessaire dans les très basses couches de l'atmosphère, typiquement les premiers 500 mètres de l'atmosphère.

En particulier, le domaine 20 m - 500 mètres d'altitude doit être couvert avec une résolution fine voisine de 20 mètres ou mieux. Nous pouvons considérer que 20 mètres, le premier niveau requis, est dans la couche de surface où d'une part les flux de quantité de mouvement et de chaleur sont considérés comme constants (à 10% près) et d'autre part dans laquelle le vent croît de façon logarithmique en première approximation, [Panofsky and Dutton, 1983].

Par ailleurs, en suivant les résultats expérimentaux de Panofsky, le profil vertical du vent horizontal suit un modèle logarithmique jusqu'à 200 mètres d'altitude à partir de la surface. Les mats météorologiques de grande hauteur sont assez rares et nous avons besoin d'instruments de mesure facilement déplaçables.

Il existe des instruments de télédétection comme les Sodar, les Lidar et les radar de très hautes fréquences qui sont utilisés pour l'étude de cette basse couche. Toutefois :

- Les Sodar sont d'une part très sensibles aux bruits acoustiques (bruits environnementaux autoroutiers, urbain. . .) et d'autre part difficiles à utiliser dans des zones habitées.
- Les Lidar, instruments très performants pour la couche limite, risquent d'être perturbés dans les très basses couches dans les zones avec de très nombreuses particules et occultés lors de brouillards.
- Les radar UHF sont utilisés pour l'étude de ce domaine atmosphérique, mais leurs premiers niveaux exploitables sont voisins de la centaine de mètres.

Certes des tentatives de développement de radar couche limite dans les années 1970 ont été couronnées de succès, mais ces radar étaient lourds et encombrants et ne sont pas une solution aux questions posées.

Ainsi le radar CURIE a été développé au LATMOS (Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales) en tant que mini radar couche limite (petit radar portable), de faible puissance, susceptible de sonder les premiers cinq cents mètres de l'atmosphère (en ciel clair ou sous la précipitation) avec une très fine résolution verticale et un premier niveau d'altitude exploitable voisin de 20 mètres.

L'objectif de mon travail de thèse a été d'exploiter les premiers résultats de ce radar afin de montrer son potentiel et éclairer l'utilisation qui pourrait en être faite par la suite. Afin de développer mes contributions dans ce travail, je vais aborder de façon rapide l'ensemble des informations qui ont été nécessaire pour mon travail.

Dans un premier chapitre, je décrirai le principe de fonctionnement d'un radar Doppler dit cohérent à impulsions avec les différents paramètres d'un radar, l'équation radar ainsi que les principes du codage d'impulsions et son effet sur le signal radar. Ceci nous permettra d'introduire les paramètres de CURIE ainsi que dans le traitement du signal et de l'analyse des données de ce radar dans le chapitre 2.

Comme la couche limite turbulente est le domaine d'intervention de CURIE, nous décrirons dans le chapitre 3 les paramètres essentiels de la couche limite et de la turbulence de petite échelle, cible du radar CURIE et leur incidence sur les propriétés des spectres Doppler mesurés. Nous parlerons également des instruments de mesure utilisés au SIRTAT (Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique) en relation avec notre radar.

Comme choisir un radar en bande X pour étudier la couche limite en ciel clair permet d'étudier également les précipitations dans la couche limite, nous avons abordé dans le chapitre 4 des éléments simples de radar météorologie des précipitations et les instruments utilisés au SIRTAT pour estimer localement des paramètres des précipitations.

Ayant ainsi les éléments nécessaires à l'étude que j'ai entreprise, les quatre chapitres suivants seront consacrés aux contributions personnelles :

- Le chapitre 5 expose les méthodes d’analyse du signal Doppler que j’ai mises au point et les choix que j’ai effectués que ce soit en ciel clair ou sous précipitation.
- Le chapitre 6 étudie la vitesse verticale en ciel clair estimée par CURIE et des comparaisons avec un radar UHF du laboratoire d’ EDF (Electricité de France) sur le site du SIRTa. Je décris également plusieurs paramètres de la couche limite que l’on peut atteindre avec CURIE, certains paramètres présentant des aspects prospectifs.
- Le chapitre 7 explicite l’utilisation du radar CURIE orientant son antenne dans différentes positions pour atteindre le vent horizontal moyen. Des études de cas sont présentées ainsi que des comparaisons statistiques avec le Sodar et le Lidar sur le site du SIRTa sur une durée de huit jours.
- Le dernier Chapitre 8 est consacré à l’utilisation de CURIE sous les précipitations et à des comparaisons avec des mesures par un disdromètre. Un cas d’étude de précipitation sous forme solide est décrit.

Enfin une conclusion générale ainsi qu’une analyse prospective de l’utilisation de CURIE dans la couche limite termine l’exposé. En annexe nous présentons :

- Annexe A : Les différentes modes de fonctionnement du radar CURIE
- Annexe B : Une actualité sur les radar météorologiques opérationnels dans le monde.
- Annexe C : Une expérience préliminaire sur l’utilisation du chaff (cibles artificielles en ciel clair).
- Annexe D : Un article dans la revue publié (Meteorologische Zeitschrift en 2009) correspondant à une partie de mon travail de thèse [Al-Sakka et al., 2009].

Chapitre 1

Technique de Radar

1.1 Introduction

Comme tout instrument de mesure, un radar est caractérisé principalement par sa sensibilité, qui traduit par sa capacité à détecter dans un environnement donné une cible atmosphérique de réflectivité donnée, située à une distance donnée. Afin de concevoir un mini radar bande X capable de détecter la turbulence atmosphérique du domaine inertiel dans les basses couches avec une résolution radiale de 20 m , il est indispensable d'avoir une sensibilité instrumentale adaptée aux paramètres du champ turbulent mais également aux conditions de mesure liées à l'environnement (bruits d'origine terrestre et instrumentale, relief et environnement géographiques, émissions radioélectriques...).

Les concepts généraux des radar Doppler d'une part et l'application des différents traitements du signal d'autre part, ont permis d'établir des relations fondamentales liant les caractéristiques techniques de l'instrument aux paramètres physiques du milieu turbulent.

Pour des raisons expliquées dans le chapitre suivant, le choix s'est orienté vers un radar à impulsions, de dimension réduite, afin d'observer la couche limite de l'atmosphère en environnement urbain (en particulier) pour les altitudes allant de 20 m à 700 mètres avec une résolution verticale de 20 mètres et afin de mesurer des vitesses verticales de vent jusqu'à 15 m/s que nous pouvons considérer comme grandes.

Dans ce chapitre nous allons exposer le principe du radar à impulsions et présenter les différentes définitions des paramètres comme la portée du radar, la résolution spatiale, l'effet Doppler, la vitesse radiale et autres. Puis nous détaillerons l'équation radar, le rôle des intégrations cohérentes et enfin le principe du codage utilisé (codage d'impulsions).

Principe d'un radar Doppler à impulsions

Nous allons définir ici les principaux paramètres caractérisant le fonctionnement d'un radar Doppler à impulsions.

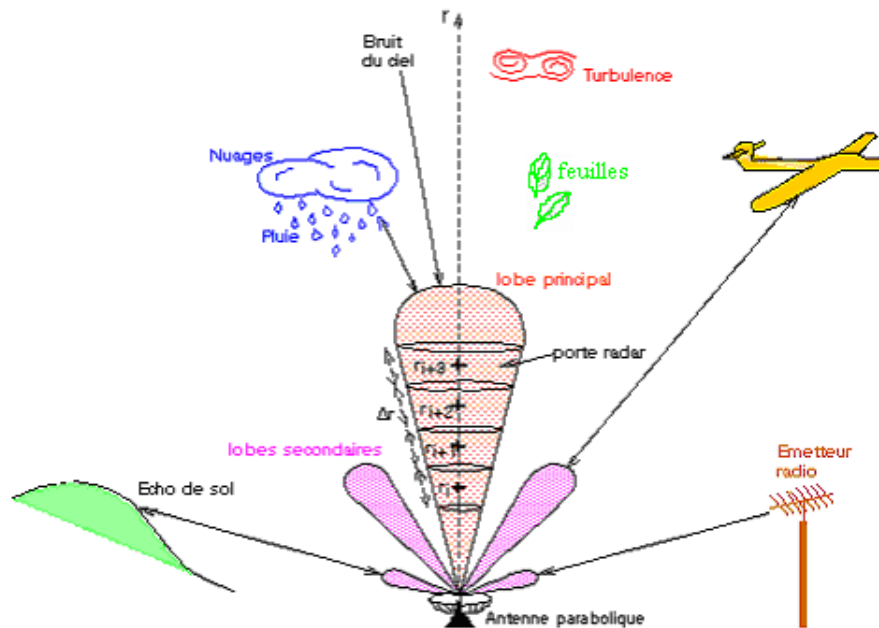


FIGURE 1.1 – Différents types d'échos captés par un radar.

Le radar émet dans l'atmosphère des impulsions électromagnétiques de durée τ , de période de répétition T_r , modulant une fréquence porteuse f_0 . Une partie de ces impulsions est interceptée par des cibles atmosphériques de toutes natures qui, à leur tour, absorbent une partie de l'énergie émise et la renvoie dans toutes les directions. La partie renvoyée vers le radar est captée par l'antenne de réception qui est, comme dans notre cas, la même que l'antenne d'émission (radar monostatique).

La puissance reçue est transmise dans une chaîne de traitement (détaillée ci-après) afin d'identifier la cible diffusante.

La puissance du signal reçu permettra notamment de déterminer la section efficace radar de la cible par le biais de l'équation radar. Cependant, à la réception, les échos d'origine atmosphérique sont mélangés à d'autres signaux comme les échos de sol, les émissions radioélectriques qui constituent un bruit...

Pour analyser ces échos atmosphériques, il ne suffit plus d'amplifier le signal reçu. Il faut également les détecter parmi tous les autres signaux parasites. La sensibilité du radar dépendra de sa capacité à éliminer le plus possible ces contributions parasites.

La figure 1.1 montre les différents types d'échos susceptibles d'être captés par un radar.

A ces différents types d'échos, nous pouvons ajouter, les oiseaux qui passent dans les différents lobes d'antennes et dans les conditions de 'beau temps', à une certaine altitude. Nous pouvons trouver aussi des insectes,

qui constituent des cibles de petites tailles en mouvement dans le milieu atmosphérique [Campistron, 1975].

1.2 La portée ou la distance d'observation non ambiguë

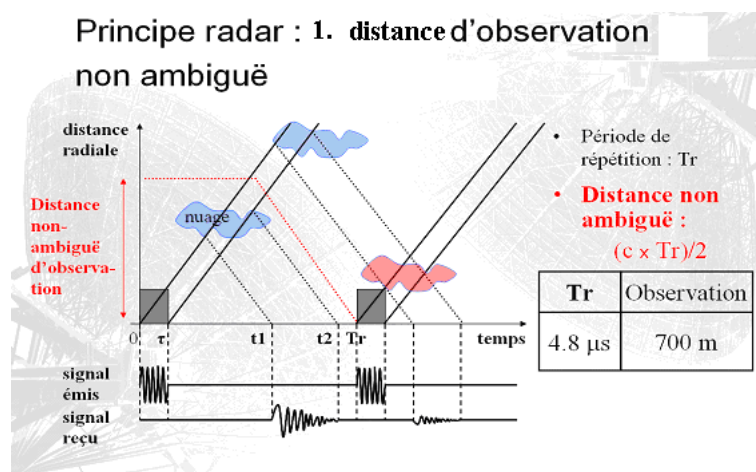


FIGURE 1.2 – Principe radar, distance d'observation non ambiguë.

C'est la distance maximale au delà de laquelle il existe une ambiguïté sur la position de la cible. En fait, après chaque impulsion émise, le radar passe en mode 'réception'. Le temps écoulé entre l'émission de l'impulsion et la réception du signal permet de définir la distance à laquelle se trouve la cible diffusante. Cette distance est déterminée par la période de répétition des impulsions T_r selon cette expression :

$$d_{max} = \frac{1}{2} \cdot c \cdot T_r \quad (1.1)$$

Où c est la vitesse de la lumière dans le vide, $c = 3 \cdot 10^8 m/s$. Il est donc nécessaire de discriminer les échos provenant des cibles à des distances supérieures à d_{max} pouvant conduire à une ambiguïté de distance. En effet, les échos provenant des cibles situées à des distances r supérieures à la distance ambiguë semblent provenir d'une distance $r' < d_{max}$ résultant de N repliements dus au sous échantillonnage spatial ($r = N \cdot d_{max} + r'$).

1.3 Résolution spatiale et distance aveugle

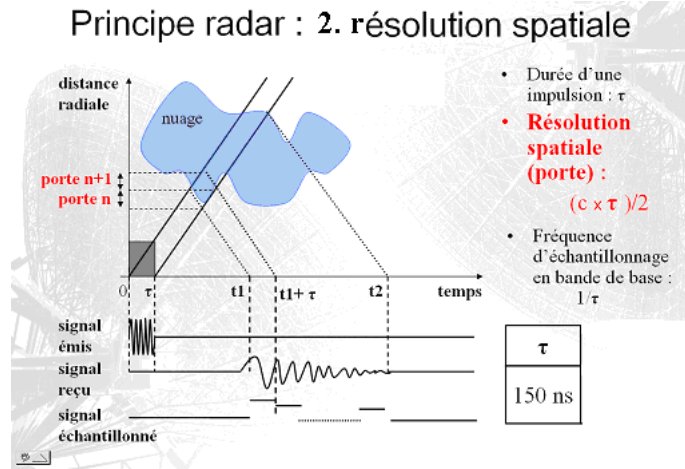


FIGURE 1.3 – Principe radar, Résolution spatiale.

Les ondes électromagnétiques se propagent à la vitesse de la lumière en ligne droite. Le signal reçu par le radar à un instant donné provient principalement de la réflexion, réfraction ou diffusion des ondes, émis par le radar, par des cibles qui se répartissent dans un volume d'extension radiale Δr (dans la figure 1.2, ce volume est en rouge pointillé). Le signal émis met un temps $t = r/c$ (r est la distance radar-cible, en distance radiale) et donc un temps $t = 2.r/c$ (pour l'aller-retour). Donc après t_i secondes, le radar reçoit un signal provenant des cibles à une distance moyenne $r_i = c.t_i/2$. Nous appelons alors porte radar numéro i , le volume diffusant centré autour de la distance r_i . La résolution radiale est alors :

$$\Delta r = \frac{c.\tau}{2} \quad (1.2)$$

τ étant la durée de l'impulsion.

La résolution spatiale se traduit donc par le pouvoir de discrimination entre 2 cibles. A l'intérieur d'une porte radar, toutes les cibles sont intégrées.

Les radar à impulsions monostatiques utilisent la même antenne pour l'émission et la réception. De ce fait, pendant la durée de l'émission, la réception est impossible.

Cette distance minimale définit la zone aveugle du radar d_{min} donnée par :

$$d_{min} = \frac{c.\tau}{2} \quad (1.3)$$

1.4 L'effet Doppler et la vitesse radiale

L'effet Doppler est le décalage de fréquence d'une onde électromagnétique entre la mesure à l'émission et

la mesure à la réception dans le cas où la distance entre le radar et la cible change. Pour la mesurer, il est nécessaire qu'une onde de référence conserve avec précision les caractéristiques de l'onde émise afin de la comparer avec le signal reçu (variation de phase). Cette opération qui est appelée la démodulation synchrone, est propre aux radar cohérents (Radar Doppler) qui, par opposition aux radar non cohérents, est capable de restituer la vitesse des cibles détectées. Pour chaque porte d'altitude, les séries temporelles du signal se composent d'une suite de valeurs discrètes (réelles et imaginaires) espacées de la période de répétition des impulsions. Ces séries temporelles renferment la fréquence Doppler de l'écho au milieu d'un bruit supposé gaussien. La détermination de cette fréquence permettra de connaître la vitesse radiale, compte tenu de la longueur d'onde (ou fréquence) du signal émis.

Pour obtenir la vitesse radiale, nous supposons que le signal reçu par le radar a la forme suivante :

$$e(t) = a.\cos[w_0t + \phi(t)] \quad (1.4)$$

a est l'amplitude du signal, $w_0 = 2.\pi.f_0$ où f_0 est la fréquence. La phase du signal reçu $\phi(t)$ est donnée par :

$$\phi(t) = -\frac{4.\pi.r(t)}{\lambda} \quad (1.5)$$

$r(t)$ est la distance radiale à un temps t et λ est la longueur d'onde du radar. Pour une cible qui se déplace par rapport au radar à une vitesse radiale v_r , la phase du signal varie :

$$\frac{d\phi}{dt} = -\frac{4.\pi}{\lambda} \frac{dr}{dt} = -\frac{4.\pi}{\lambda} v_r \quad (1.6)$$

nous obtenons ainsi, d'après l'effet Doppler-Fizeau, la fréquence angulaire de :

$$\frac{d\phi}{dt} = w_d = 2.\pi.f_d \quad (1.7)$$

Alors :

$$f_d = -\frac{2.v_r}{\lambda} \quad (1.8)$$

f_d est la fréquence Doppler qui est négative lorsque la cible s'éloigne ($v_r > 0$) et positive dans le cas contraire.

1.5 Vitesse maximale non ambiguë

Pour chaque porte radar prise individuellement, la fréquence d'échantillonnage effective du signal est égale à la fréquence de répétition des impulsions. La vitesse radiale maximale mesurable, appelée vitesse de Nyquist, est donc proportionnelle à la PRF (Pulse Repetition Frequency) qui est l'inverse de la période de répétition T_r , tandis que la distance maximale est inversement proportionnelle.

D'après le théorème de Shannon, la fréquence Doppler maximale mesurable sera donc en valeur absolue égale à :

$$|f_{dmax}| = \frac{1}{2.T_r} \quad (1.9)$$

La vitesse maximale est donc :

$$|V_{rmax}| = \frac{\lambda \cdot |f_{dmax}|}{2} = \frac{\lambda}{4.T_r} \quad (1.10)$$

Pour mesurer des vitesses élevées, il faut choisir une PRF importante mais dans ce cas, la distance maximale mesurable devient plus faible.

Pour des valeurs supérieures à V_{rmax} , il y a ambiguïté de vitesse qui se traduit, dans l'espace des fréquences, par un repliement du spectre consécutif au sous échantillonnage. Les fréquences (ou les vitesses) supérieures seront donc repliées par rapport aux fréquences liées aux vitesses ambiguës (positives ou négatives). Cette ambiguïté est connue sous le nom d'Aliasing, voir [Blackman and Tukey, 1958].

1.6 Intégrations Cohérentes

Pour que le radar détecte un signal dû à la turbulence, il faut qu'il ait une résolution très fine qui nécessite une transformée de Fourier sur un nombre de points considérables. Nous pouvons obtenir cette résolution en effectuant pour chacune des portes radar des additions cohérentes, des échantillons successifs, qui revient à moyenner N_{coh} points consécutifs de la série temporelle.

La figure 1.4 nous montre le principe de l'addition cohérente.

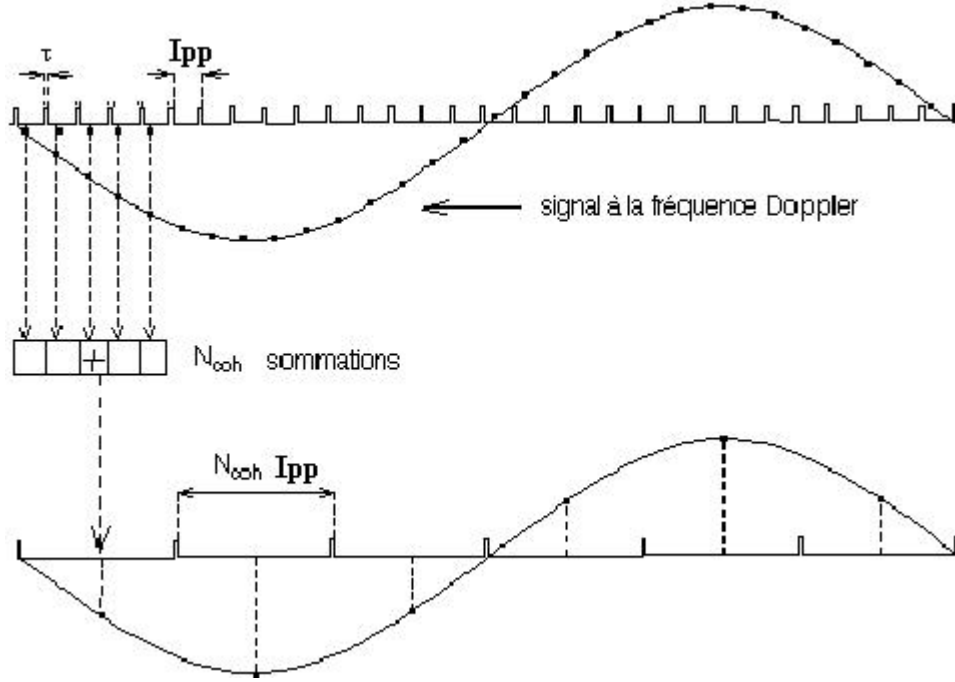


FIGURE 1.4 – Principe des additions cohérentes.

Cette opération permet de diviser le domaine spectral par N_{coh} et ainsi obtenir une vitesse ambiguë adoptée à la mesure de la turbulence. La période d'échantillonnage résultante sera donc :

$$T_e = N_{coh} T_r \quad (1.11)$$

Le terme 'cohérent' suppose que le signal d'origine atmosphérique reste cohérent, c'est-à-dire que la phase du signal reste pratiquement constante pendant la durée de sommation T_e .

Dans le cas du radar CURIE, en mode 4, voir annexe A, $T_r = 4.8 \mu s$ donc $[\frac{-1}{2.T_r}, \frac{1}{2.T_r}] = [-104 kHz, 104 kHz]$, équation 1.9, ce qui correspond en vitesse radiale à un intervalle de $[-1667 m/s, 1667 m/s]$, équation 1.10.

Ce domaine d'étude n'est pas du tout approprié aux particules atmosphériques et aux vitesses verticales du vent dont les vitesses sont en vertical rarement supérieures à $10 m/s$. Nous appliquons alors la technique des additions cohérentes. Ceci revient à moyenner N_{coh} échantillons afin de réduire la bande Doppler d'un facteur $\frac{\tau}{N_{coh} T_r}$. Par effet de filtrage, nous tirons alors profit de ce sur-échantillonnage spatial pour effectuer des intégrations cohérentes et gagner ainsi en rapport *signal/bruit*.

Pour une intégration cohérente sur $N_{coh} = 300$ échantillons, nous avons $T_e = 1.44 ms$ et $V_{rmax} = 5,5 m/s$ ($1.667 \cdot 10^3 / 300$) qui est tout à fait raisonnable pour des mouvements atmosphériques en air clair. Les intérêts de l'intégration cohérente sont donc :

1. De diminuer le nombre d'échantillons qui permet de gagner en utilisation de mémoire.
2. De réduire le taux de transfert du récepteur numérique vers le PC.
3. D'améliorer le rapport signal/bruit en puissance d'un facteur N_{coh} comparé à une seule impulsion (le bruit étant supposé blanc gaussien, les échantillons de bruit sont décorrélés, donc ils s'additionnent de façon incohérente alors que ceux du signal s'additionnent de façon cohérente).

1.7 Équation Radar

L'équation radar est une relation qui relie la puissance émise par le radar P_e à la puissance reçue P_r rétro-diffusée par les cibles contenues dans un volume atmosphérique correspondant à une porte radar. CURIE est un radar monostatique, c'est-à-dire que le système n'est composé que d'une seule antenne : le gain de l'antenne d'émission est alors égal au gain de l'antenne de réception : $G_e = G_r = G$

La densité de puissance créée par l'antenne d'émission, au niveau de la cible, est donnée par :

$$dP = \frac{P_e}{4.\pi.r^2}G \quad (1.12)$$

Avec G le gain de l'antenne et r la distance radiale.

Pour une cible discrète de section efficace σ , la quantité de puissance rétrodiffusée est :

$$P_{retro} = \sigma.dP \quad (1.13)$$

La densité de puissance reçue par le radar est donnée par :

$$dP_r = \frac{P_{retro}}{4.\pi.r^2} \quad (1.14)$$

Supposons que A_e soit la surface de captation de l'antenne de réception, elle est définie par :

$$A_e = \frac{\lambda^2}{4.\pi}G \quad (1.15)$$

L'expression de la puissance reçue par l'antenne radar est alors :

$$P_r = A_e.dP_r \quad (1.16)$$

Donc :

$$P_r = \frac{P_e.G^2.\lambda^2.\sigma}{(4.\pi)^3.r^4} \quad (1.17)$$

l'équation 1.17 est valable pour une cible discrète et pour un ensemble de cibles appartenant à un volume V , la puissance totale reçue sera alors la somme des puissances élémentaires reçues correspondantes à chacune des cibles.

Si nous supposons que le nombre de particules diffusantes est suffisamment grand et que ces particules sont distribuées uniformément dans l'espace, nous pouvons alors remplacer la sommation discrète par une intégrale et nous obtenons l'équation générale :

$$P_r = \frac{P_e \cdot G^2 \cdot \lambda^2}{(4\pi)^3} \int_0^r \int_0^\pi \int_0^{2\pi} \frac{\eta(r, \theta, \phi)}{r^4} dV \quad (1.18)$$

Avec $dV = \sin\theta \cdot d\theta \cdot d\phi \cdot dr$ (coordonnées sphériques pour un élément de volume) et $\eta = \frac{d\sigma}{dV}$ est la réflectivité du volume diffusant dV .

Supposons que V soit le volume de résolution du radar, il contient l'ensemble des cibles atmosphériques qui déterminent la section efficace de rétrodiffusion σ , la réflectivité du radar est donc $\eta = \frac{\sigma}{V}$. Le rayonnement émis par une antenne parabolique est concentré sur l'axe du paraboloïde et se distribue d'une façon isotrope autour de celui-ci. Soit θ_e , l'ouverture à 3 dB du lobe principal de l'antenne. A une distance $\frac{\theta_e r}{2}$, la section transversale de ce lobe est un cercle de rayon r et le volume de résolution vaudra dans ce cas :

$$V = \frac{\pi \cdot \theta_e^2 \cdot r^2 \cdot dr}{4} \quad (1.19)$$

Alors :

$$\sigma = \eta V = \eta \frac{\pi \cdot \theta_e^2 \cdot r^2 \cdot dr}{4} \quad (1.20)$$

Enfin l'équation générale du radar sera :

$$P_r = \frac{P_e \cdot dr \cdot \pi^2 \cdot \theta_e^2 \cdot G^2 \cdot \lambda^2 \cdot \eta}{4 (4\pi)^3 r^2} = \frac{P_e \cdot \theta^2 \cdot G^2 \cdot \lambda^2 \cdot c \cdot \tau \cdot \eta}{512 \pi^2 r^2} \quad (1.21)$$

1.8 Le codage du signal

Pour gagner en sensibilité du radar il faut améliorer le rapport signal/bruit, les solutions sont les suivantes :

1. Augmenter la puissance d'émission. Cette solution est coûteuse et n'est pas la solution souhaitée.
2. Si la puissance maximale est limitée, une solution consiste à modifier le rapport cyclique, mais il y a alors un compromis à examiner :

- (a) Augmenter la durée du tir au détriment de la finesse de la résolution.
- (b) Diminuer la période de répétition au détriment de la portée du radar.

La puissance efficace d'un radar est définie par :

$$P_{eff} = G \cdot P_{moy} \quad (1.22)$$

Avec G le gain de l'antenne et P_{moy} la puissance moyenne de sortie, elle est égale à :

$$P_{moy} = dc \cdot P_{max} \quad (1.23)$$

Où dc est le rapport cyclique avec :

$$dc = \frac{T_r}{\tau} = \frac{\Delta r}{r_{max}} \quad (1.24)$$

Enfin la puissance efficace sera :

$$P_{eff} = G \cdot \frac{T_r}{\tau} \cdot P_{max} = G \cdot \frac{\Delta t_p}{\tau} \cdot P_{max} \quad (1.25)$$

3. Coder les impulsions.

La technique de codage ou compression d'impulsion permet d'augmenter la portée radar sans pour autant changer la résolution radiale Δr ou la puissance crête de l'émetteur. Cette technique particulière exploite la propriété selon laquelle le pouvoir discriminatoire en distance d'un radar ne dépend que du spectre du signal émis.

Pour s'en convaincre, il suffit de rappeler qu'un signal rectangulaire périodique de durée τ possède un spectre de fréquence (spectre de raies) de largeur sensiblement égale à $2/\tau$ (plus l'impulsion est courte, plus son spectre est large et plus la résolution radiale est fine).

1.8.1 Principe de codage d'impulsions

La technique de compression d'impulsion consiste à émettre des impulsions de durées $\tau_p > \tau$ (τ est la durée de l'impulsion), modulées en phase ou en fréquence telle que la puissance moyenne soit K fois supérieure à

la solution qui consiste à émettre des impulsions de durée τ où $K = \tau_p/\tau$ est le taux de compression. Cette opération de compression a lieu à la réception.

Pour des raisons de simplicité de mise en oeuvre, les codes les plus utilisés sont des codes BPSK (Binary Phase Shift Keying) , c'est à dire que les déphasages ne prennent que deux valeurs différentes, 0 ($C_i = +1$) ou π "un certain valeur" ($C_i = -1$) où les C_i sont les codes utilisés. Ceci présente le principal intérêt de pouvoir réaliser la compression d'impulsion (décodage), par des techniques numériques simples. A la sortie du récepteur, le signal vidéo (voie réelle et imaginaire) est échantillonné à la fréquence $1/\tau$ pour que les portes radar d'épaisseur ($\Delta r = c.\tau/2$) soient jointives. Les deux voies sont ensuite décodées avec le code qui a servi à moduler l'impulsion.

La technique de codage utilisée dans CURIE repose sur l'utilisation de paires de codes complémentaires. Les critères qui ont motivé ce choix sont :

1. La suppression des lobes secondaires : les codes à 2 paires permettent de minimiser ces lobes qui proviennent des imperfections technologiques et les décalages Doppler.
2. Le décodage tronqué : cette méthode introduite par [Ghebrebrhan, 1990], permet de résoudre le problème de la troncature au décodage mais elle possède certains inconvénients comme par exemple la dégradation du rapport *signal/bruit*. Ainsi les codes à 2 paires complémentaires binaires permettent d'améliorer les problèmes liés à la troncature.
3. La suppression des interférences, le processus de décodage permet d'atténuer certains types d'interférences. Cette atténuation dépend étroitement du code utilisé. En général, le codage en phase permet d'atténuer les interférences non codées par le radar.

1.8.2 Les codes utilisés

Les deux codes complémentaires, au sens de la fonction d'autocorrelation, utilisés sont :

$$C_1 = - + + - - - -$$

$$C_2 = - - + + - + - +$$

Ainsi les deux codes complémentaires au sens de la logique sont :

$$C_3 = \overline{C_1} = + - - + + + +$$

$$C_4 = \overline{C_2} = + + - - + - + -$$

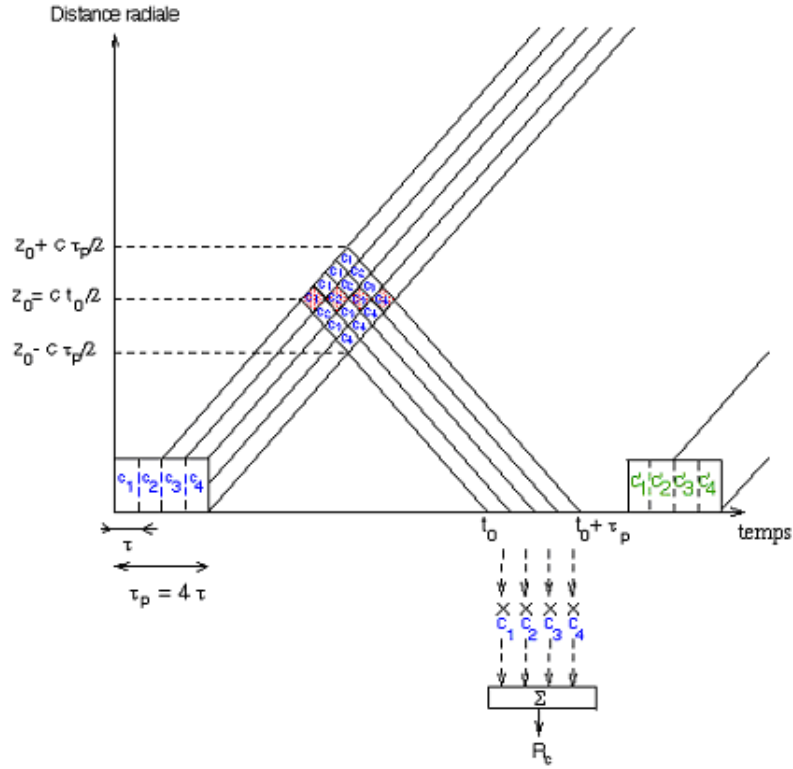


FIGURE 1.5 – Codage et décodage en phase.

Il existe plusieurs combinaisons de séquences de codes complémentaires définies dans la thèse de Spano en 1994 (Codage en phase et traitement des signaux en radar météorologie) ou dans [Spano and Ghebrebrhan, 1996].

D'un point de vue mathématique, le décodage revient à calculer l'intercorrélation du signal reçu avec le code transmis. Par conséquent, la fonction d'autocorrélation R_c du code apparaît, R_c est donnée par :

$$R_c(j) = \sum_{i=0}^{N_{coh}-1+|j|} C_i \cdot C_{i+j} \quad (1.26)$$

Comme illustré sur la figure 1.5, l'impulsion est codée en émission par les 4 codes déjà cités. A la réception, le signal est décodé et le principe d'intercorrélation du code émis avec le signal reçu permet de ne conserver que les échos provenant de la porte radar (la partie hachurée en rouge). Pour cela il faut que la fonction d'autocorrélation de code utilisé vérifie la condition suivante (1.27), ce qui est la particularité des codes choisis telle que :

$$\sum_{i=0}^{N_{coh}-1+|j|} C_i \cdot C_{i+j} = 0 \text{ pour } j \neq 0 \quad (1.27)$$

Chapitre 2

Le Radar CURIE



FIGURE 2.1 – Le radar CURIE.

2.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous allons décrire le radar CURIE et ses paramètres (fréquence, antenne, émetteur, récepteur, ...). Puis le traitement de signal et l'analyse de données qui ont été développés afin d'avoir des mesures exploitables (FFT, filtrage, suppression d'écho de sol, ...) et enfin la méthode de calcul des moments spectraux (l'énergie, le dérive Doppler et l'élargissement spectrale ou l'écart type de la vitesse) ainsi que la différence de traitement dans le cas de ciel clair et celui de la précipitation.

2.2 Les paramètres du radar CURIE

2.2.1 Choix du système

En première approche, le choix d'un système de radar couche limite au LATMOS s'est porté sur le radar FMCW (Frequency Modulated Continous Wave) qui avait pour avantage l'utilisation d'une puissance d'émetteur relativement faible et pouvait être considéré d'un coût acceptable. Ce système nécessite deux antennes (une à l'émission et une à la réception). La limitation essentielle de ce type de radar étant le couplage direct entre les deux antennes qui a pour conséquence de réduire la dynamique du radar et par conséquence un coût important, le choix s'est alors porté vers un radar monostatique à impulsion.

2.2.2 Choix de la longueur d'onde

2.2.2.1 Reflexion concernant la physique du milieu

L'utilisation de radar en ciel clair utilise le principe de la diffusion de Bragg par la turbulence, [Tatarski, 1961] et [Monin, 1962].

Il y a résonance entre l'onde électromagnétique émise de longueur d'onde $\lambda = 2\pi/k$ avec un nombre d'onde $2k$ ($\lambda/2$) correspondant à la turbulence atmosphérique à condition que $2k$ ($\lambda/2$) appartienne au domaine inertiel de la turbulence.

L'étude de la diffusion des ondes électromagnétique par le milieu a été effectuée par [Tatarski, 1961], voir chapitre 3.

La réflectivité du radar en ciel clair est donc :

$$\eta(\lambda) = 0.38 C_n^2 \lambda^{-1/3} \quad (2.1)$$

C'est l'équation qui relie la réflectivité du radar avec le paramètre de l'indice de réfraction du milieu, qui est un paramètre essentiel dans l'étude de la turbulence. Pour appliquer cette expression, il faut que la demi

longueur d'onde $\lambda/2$ du radar soit dans le domaine inertiel.

Si cette dernière condition n'est pas vérifiée, alors le signal résonant est considérablement réduit à cause de l'atténuation du niveau de turbulence dans le domaine de dissipation. Une expérience a été conduite par [Gossard et al., 1984] pour vérifier cette hypothèse à partir de mesures de turbulence sur la tour de 300 m de Boulder, ils ont montré que dans les basses couches, la condition ($\lambda/2$ du radar appartient au domaine inertiel) est vérifiée, mais il arrive parfois qu'elle ne soit pas vérifiée si le niveau de turbulence est faible. Il faut signaler que cette expérience a été effectuée dans des conditions où il n'y avait pas de turbulence associée à une inversion thermique.

Afin d'avoir une évaluation des capacités d'un radar en bande X de longueur d'onde 3.2 cm pour sonder les 800 premiers mètres de l'atmosphère, nous devons évaluer la micro-échelle de Kolmogorov, dite échelle de dissipation, [Hill, 1989].

Soit η_d cette échelle, elle est reliée d'après [Tatarski, 1961], à deux paramètres : le taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulent ε et la viscosité cinématique ν qui dépend de la température, soit :

$$\eta_d = (\nu^3/\varepsilon)^{1/4} \quad (2.2)$$

En prenant une température moyenne de 10°C et un taux de dissipation égal à U_*^3/kz (cas de neutralité) où U_* est la vitesse de frottement, z l'altitude, k la constante de Von Karman prise égale à 0.4 nous obtenons :

$$\eta_d = (\nu^3 k z / U_*^3)^{1/4} \quad (2.3)$$

Explication de la figure 2.2 : Dans cette figure, nous avons tracer l'échelle de dissipation pour 3 valeurs de la vitesse du frottement (en bleu, en marron et en noir), la ligne pointillée en rouge correspond la valeur de la demi longueur d'onde du radar CURIE et la partie hachurée en rouge correspond à des valeurs d'échelle de dissipation plus petites que $\lambda/2$ donc en dehors du domaine inertiel.

Nous remarquons, en se basant sur la figure 2.2, que pour des taux de dissipation « classiques » comme nous les observons dans la couche limite convective correspondant à des vitesses de frottement entre 0.1 m/s et 0.5 m/s (courbe bleu et marron) , la demi-longueur d'onde du radar est dans le domaine inertiel. Par contre pour des valeurs très faibles de la vitesse de frottement (courbe noir), dès 160 mètres d'altitude ce ne devrait plus être le cas. Cette estimation reste toutefois théorique, car d'une part les niveaux de turbulence sont très variables en fonction de l'altitude et d'autre part des couches avec des niveaux de turbulence importants sont fréquentes sur une colonne atmosphérique de 800 m d'épaisseur que ce soient les couches d'inversions ou les

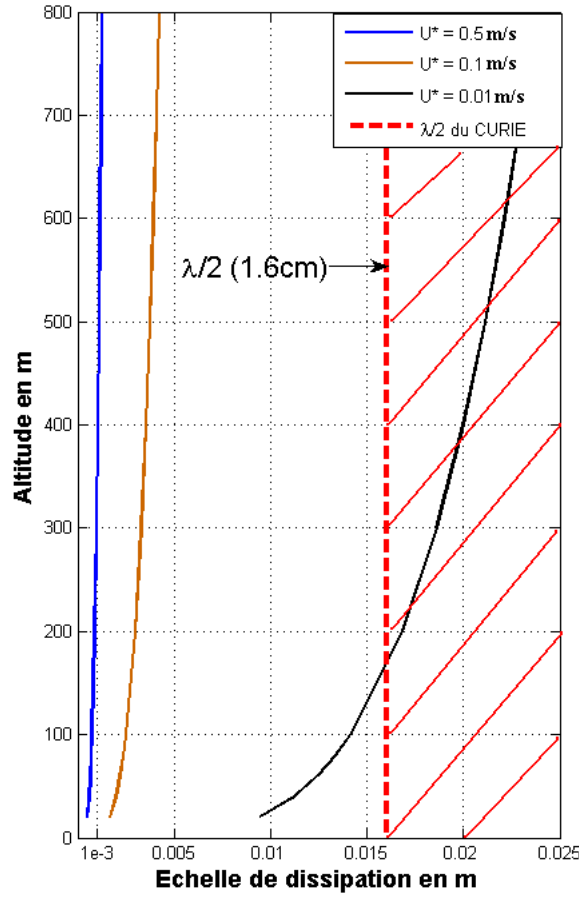


FIGURE 2.2 – Echelle de dissipation.

panaches convectifs [Weill et al., 1978].

De plus, si on considère que les couches d'inversions, les panaches convectifs ou autres phénomènes de couche limite ont des échelles externes de production de taille inférieure ou égale à l'épaisseur de la couche limite, l'échelle de dissipation devrait être petite dans ces structures conduisant à $\eta_d < \frac{\lambda}{2}$. Ceci explique, par exemple la capacité des minisodar HF à sonder la turbulence dans les couches d'inversion.

C'est le cas si on s'élève en passant par une couche à flux constants, surmontée d'une couche bien mélangée, avec une inversion radiative sommitale turbulente. De plus, nous utilisons une formulation théorique qui ne peut être confirmée que par la pratique en analysant des mesures radar. Nous devons noter que la formulation due à [Hill, 1989] est théorique et impliquerait pour avoir des mesures systématiques en ciel clair l'utilisation de radar de longueurs d'onde supérieure à 5 cm, [Gossard et al., 1984].

En fait, Gossard prend comme longueur d'onde critique la longueur d'onde telle que l'énergie du domaine inertiel décroît de 3 dB dans le domaine dissipatif. Le choix d'un Cn^2 minimum de $10^{-16} m^{-2/3}$ est en fait facteur plus limitant que la relation de $\eta_d < \frac{\lambda}{2}$ puisque cela correspond à une valeur de Cn^2 extrêmement

faible.

2.2.2.2 Reflexion instrumentale

Si nous considérons que la longueur d'onde doit appartenir au domaine inertiel de la turbulence allant de 10 cm à 50 cm , le choix de la bande X a été motivé par :

- Cette fréquence permet d'avoir un diamètre d'antenne acceptable (pour avoir un mini radar) par rapport à l'utilisation de la bande C ou S.
- Les longueurs d'onde qui se trouvent dans la gamme des hyperfréquences allant de la bande K à la bande L sont les plus adaptées à la mesure de la fluctuation de l'indice de réfraction, mais en examinant les courbes, ci-dessous dans la figure 2.3, de variations de la puissance émise en fonction de la portée radar et de la longueur d'onde d'émission, pour une résolution radiale donnée, nous remarquons que le fonctionnement du radar à $L = 1\text{ cm}$ implique des puissances d'émission trop importantes. La gamme de longueur d'onde, la plus adaptée, se limite donc à celle allant de 3 à 10 cm .

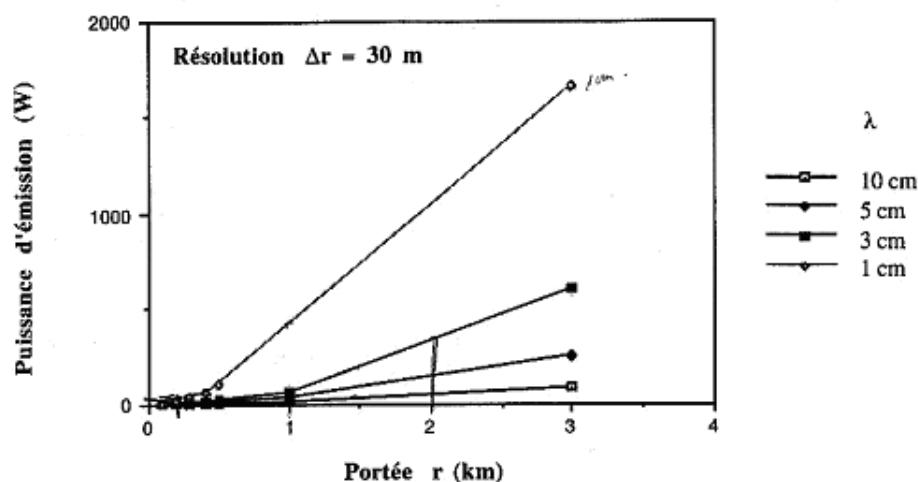


FIGURE 2.3 – La puissance d'émission du radar en fonction de la longueur d'onde.

- Une taille d'antenne petite est plus facilement orientable, dans l'optique de la réalisation du radar prototype.
- Le choix de la fréquence précise de 9.42 GHz est lié à la bande de fréquence utilisée par Météo France qui situe entre 9.3 et 9.5 GHz .

2.2.3 Choix de l'antenne

Le choix de l'antenne a été guidé par différentes contraintes, essentiellement les contraintes d'encombrement minimum (entre 1 m et 1 m 50), avec un gain d'au moins 40 dB et un niveau de lobes secondaires à 90° inférieur à -50 dB.

La dernière contrainte a pour objectif de réduire au maximum le niveau des échos fixes provenant des réflexions de tous les obstacles fixes qui se trouvent dans le champ de vision du radar, comme les bâtiments, les arbres ou autres éléments réfléchissants, présentant des parois verticales (réflexions directes). Cette précaution est indispensable afin de ne pas saturer le récepteur ou de masquer les échos utiles.

L'antenne utilisée est de type antenne à offset qui a pour avantage d'avoir des niveaux de lobes secondaires faibles donc une minimisation de l'écho de sol. De plus, les antennes à offset ne produisent pas d'ombre sur la surface réfléchissant le signal et fournit un meilleur gain.

2.2.4 L'émetteur

Il est constitué de deux parties :

1. Le CEBP (Châssis d'Emission Basse Puissance) qui génère un signal impulsionnel modulé en phase à la fréquence 9.42 GHz.
2. L'amplificateur de puissance : Pour le choix de l'amplificateur, différents critères ont été pris en compte, un amplificateur fonctionnant en mode pulsé, de faible coût, d'encombrement minimum, de type cohérent et ne nécessitant pas de haute tension (tels les Klystrons). L'amplificateur à état solide répond au cahier des charges. Il est plus simple à mettre en œuvre et de moindre coût. La seule limitation est la puissance de sortie. L'amplificateur du radar CURIE a fait l'objet d'une étude de réalisation chez un industriel. Afin de ne pas perturber la chaîne de réception, l'émission du signal doit être coupée pendant la période de réception. Le temps de réponse de la commande des alimentations des transistors devra être le plus brève possible afin de ne pas détériorer la résolution spatiale du radar et ainsi augmenter la zone aveugle. Cette technique d'amplificateur à état solide permet de plus une réponse rapide du système en rapport avec les spécifications requises.

2.2.5 Le récepteur

Les principales caractéristiques du récepteur sont le gain, la bande passante et le niveau de bruit ramené à

l'entrée. Les fonctions principales réalisées dans le récepteur sont l'amplification du signal reçu, la démodulation et enfin le filtrage afin de limiter la puissance des échos parasites.

2.3 Traitement de signal dans le radar CURIE

Afin de justifier les méthodes d'analyse de signal appliquées sur les données dans cette thèse, il est utile de détailler plus précisément, les caractéristiques du signal et les traitements réalisés depuis la numérisation jusqu'aux calculs spectraux. La majeure partie de ces traitements est effectué dans un FPGA (Field Programmable Gate Array) puis après transfert dans un ordinateur, le calcul FFT (Fast Fourier Transform) et le stockage des données sont réalisées sous un programme LabView en temps réel.

2.3.1 La numérisation

La numérisation consiste à échantillonner un signal en le quantifiant c'est-à-dire en donnant une estimation de chaque valeur de signal par un entier multiple d'une quantité élémentaire q , échelon de quantification. La numérisation est réalisée en fréquence intermédiaire de 60 MHz et à la fréquence d'échantillonnage de 80 MHz . Durant la numérisation il faut respecter la condition de Shannon sur l'échantillonnage (la fréquence d'échantillonnage doit être au moins deux fois supérieure à la plus haute fréquence contenue dans la bande passante du signal). Si cette condition n'est pas remplie, nous observons un repliement spectral dans le signal observé.

2.3.2 La démodulation

La démodulation synchrone consiste à transposer le signal en bande de base. Pour mesurer la fréquence Doppler, il est nécessaire qu'une onde de référence, interne au radar, conserve avec précision les caractéristiques de l'onde émise de façon à ce que la comparaison de celle-ci avec le signal reçu permette d'extraire l'information relative à l'effet Doppler. Cette opération, appelée démodulation synchrone, est propre aux radar Doppler dit « radar cohérents ». La démodulation en bande de base est illustrée dans la figure 2.4. Le signal est ainsi démodulé sur 2 voies I et Q (en quadrature de phase).

Le signe du décalage Doppler, c'est à dire le sens du déplacement de la cible par rapport au radar, est obtenu en multipliant le signal reçu, d'une part avec le signal de référence et d'autre part, avec cette même référence mais déphasée de 90° , ce sont les voies réelle I et imaginaire Q . La combinaison de ces deux voies permet de déterminer à la fois le signe et la valeur absolue de la fréquence Doppler.

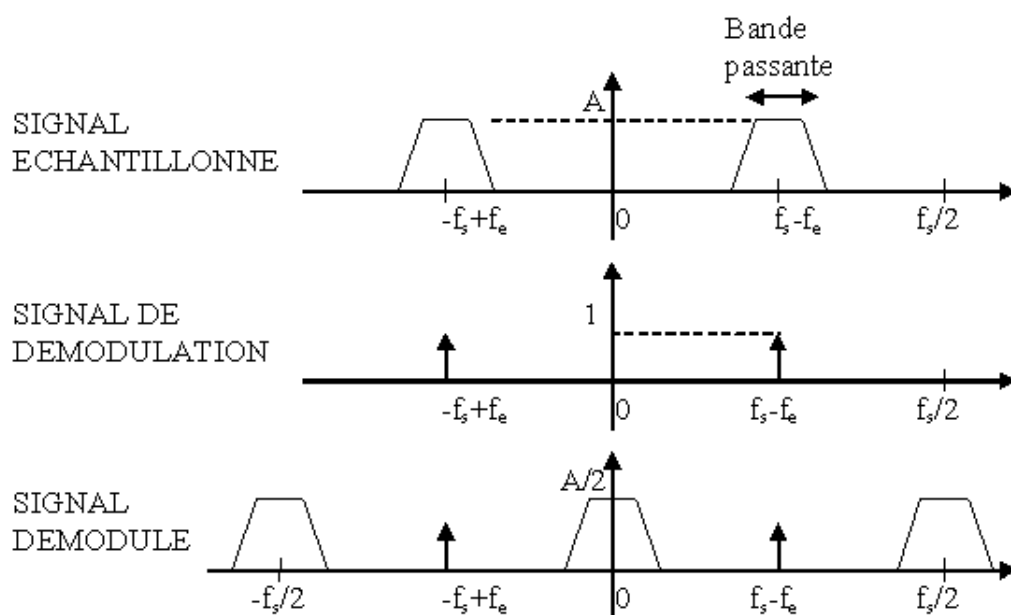


FIGURE 2.4 – La démodulation en bande de base de signal échantillonné dans le domaine de fréquence.

2.3.3 Le filtrage et la décimation

Le filtrage du signal démodulé a pour but de conserver seulement le signal en bande de base et de rejeter la fréquence d'échantillonnage. Le filtrage diminue les effets indésirables dus au repliement. Le filtrage utilisé est un filtre adapté qui fait un compromis entre la détectabilité du signal et l'augmentation de niveau de bruit en jouant sur la largeur de la bande passante. Les conséquences du filtrage sont illustrées par la figure 2.5.

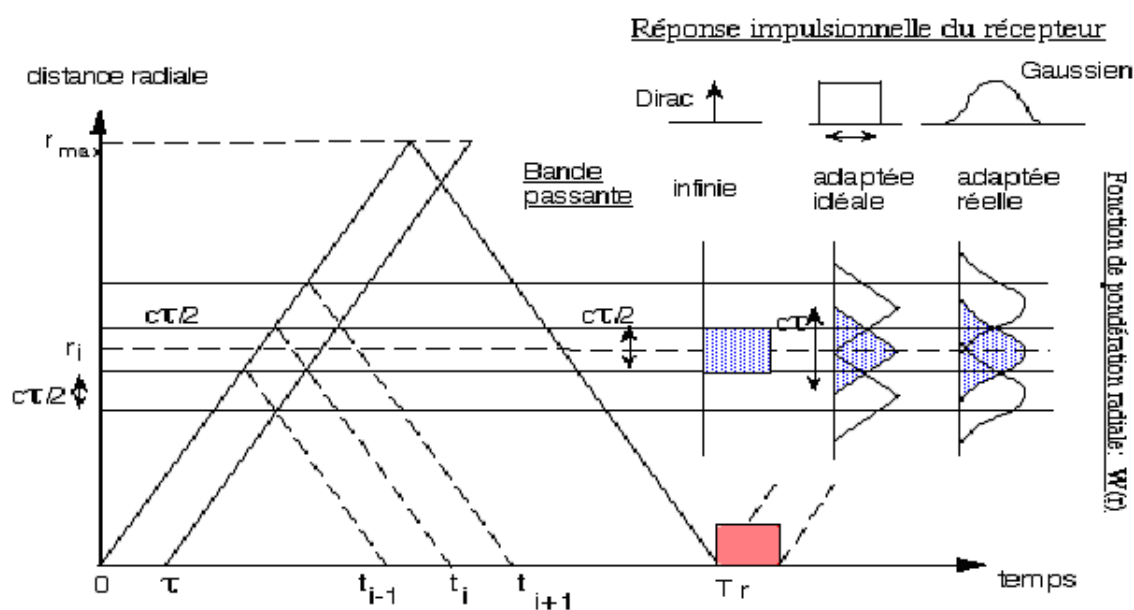


FIGURE 2.5 – Illustration des conséquences de filtrage.

Le signal est ensuite décimé afin d'avoir un échantillon par porte.

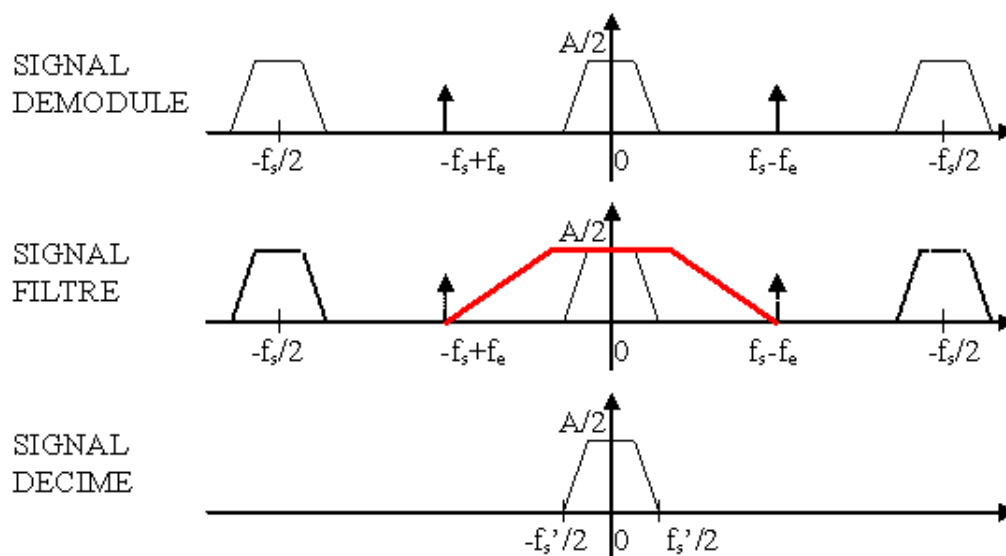


FIGURE 2.6 – Filtrage et décimation du signal démodulé, le trapèze rouge représente le gabarit de filtre.

Les données ainsi traitées sont transférées à l'ordinateur via une interface USB (paquets de 1024 octets). Le nombre de paquets dépend du mode en cours.

En fait, un échantillon est codé sur 16 bits soit 2 octets, et un complexe est représenté par 2 échantillons soit 4 octets.

Alors : $1 \text{ paquet} = 1024 \text{ octets} = 512 \text{ échantillons} = 256 \text{ complexes}$.

Une fonction sous LabView permet de réorganiser les données pour fournir deux tableaux 2D de nombres réels sous 32 bits. Un tableau est associé aux réels I et un autre pour les imaginaires Q, les dimensions correspondantes aux nombres de portes et de points par porte.

Après ces opérations, nous obtenons un signal dans le domaine temporel. Ce signal est temporel sous forme complexe et comporte deux voix en quadrature (I et Q).

Avant le calcul FFT, une fenêtre d'apodisation est appliquée sur le signal temporel. Cette fenêtre permet de périodiser le signal avant le calcul FFT et de diminuer les lobes secondaires liés à l'utilisation d'un nombre fini d'échantillons. La fenêtre de type Hanning est le meilleur compromis pour ce type de radar, figure 2.7.

Dans les figures 2.7, sont représentées à gauche la fenêtre de Hanning dans le domaine temporel et à droite sa représentation dans le domaine fréquentiel mais normalisée (c'est-à-dire multiplié par π en $rad/échantillon$).

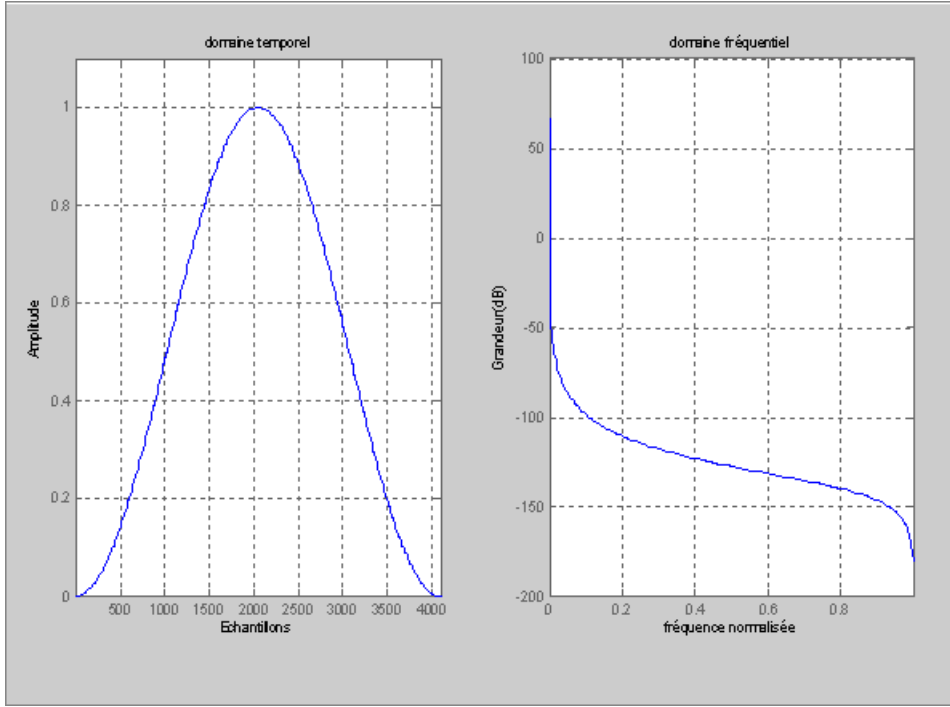


FIGURE 2.7 – Fenêtre de Hanning (4096 points) dans le domaine temporel et le domaine fréquentiel.

Cette fenêtre est appliquée sur chacune des voies I et Q dans le domaine temporel.

2.3.4 Transformée de Fourier rapide (FFT)

Un calcul de transformé de Fourier rapide (FFT) est appliqué sur chaque série temporelle fenêtrée et triée par porte. Cette représentation spectrale permet d'en déduire la puissance spectrale, la vitesse et la largeur de spectre à condition que le seuil de puissance de bruit soit bien estimé.

2.3.4.1 Calcul du nombre de points FFT

Il est important de disposer d'une résolution en vitesse suffisante afin de connaître d'une manière assez précise la vitesse moyenne Doppler des cibles détectées mais aussi la largeur du spectre du signal reçu. Le traitement des données s'effectue après l'acquisition d'une série de N échantillons pour chacune des P portes. La résolution en fréquence est en fait inversement proportionnelle à la durée totale de la mesure ΔT , elle s'exprime donc en fonction de la fréquence d'échantillonnage $1/T_r$ et du nombre de points de mesure utilisés pour calculer la FFT :

$$\Delta f = \frac{1}{\Delta T} = \frac{1}{N_{FFT} \cdot T_r} \quad (2.4)$$

Nous désirons obtenir une résolution en vitesse de 0.05 m/s , ceci détermine ainsi le nombre minimal de points FFT :

Pour $v = 0.05 \text{ m/s}$ et $f = 9.42 \text{ GHz}$, nous avons alors $\Delta f = 3.1 \text{ Hz}$ ($\Delta f = \frac{v \cdot f}{2 \cdot c}$).

Sans intégration cohérente, si nous sommes en mode 4, voir annexe A, alors $T_r = 4.8 \text{ } \mu\text{m}$: $f_{Nyquist} = \frac{1}{2 \cdot T_r} = 104 \text{ kHz}$.

Avec intégrations cohérentes : $N_c = 300$, $f_{Nyquist} = \frac{1}{2 \cdot N_c \cdot T_r} = 347 \text{ Hz}$.

Le nombre de points minimum pour la FFT sera : $N_{FFT} = \frac{2 \cdot f_{Nyquist}}{\Delta f} = 224 \text{ points}$.

Or le nombre de points de la FFT doit être une puissance de 2, soit la puissance de 2 la plus proche 256 *pts*.

Si nous voulons augmenter le gain par traitement, nous pouvons envisager d'augmenter le nombre de points de la FFT soit 4096 *points*. Le gain par traitement sera ainsi de 10 . $\text{Log}(4096) = 36 \text{ dB}$.

2.3.4.2 Calcul du niveau de bruit

Le bruit, qui est mélangé aux échos atmosphériques, a deux origines différentes :

1. La première origine est issue du milieu atmosphérique : capté par l'antenne, ce bruit provient du sol (par le biais des lobes secondaires) et de l'atmosphère. Nous le représentons par la température équivalente de bruit T_{ant} et la valeur de cette température dépend de la direction de visée et des caractéristiques de l'antenne. T_{ant} dépend essentiellement de la température du ciel T_{ciel} qui varie en fonction de la fréquence. La température équivalente T_{eq} ramenée à l'entrée du récepteur s'écrit :

$$T_{eq} = \frac{T_{ant} + T_{amb}(1 - L)}{L} = \alpha \cdot T_{ant} + T_{amb}(1 - \alpha) \quad (2.5)$$

où T_{amb} représente la température ambiante et L l'ensemble des atténuations entre l'antenne et le LNA (Low Noise Amplifier).

2. La 2^{ème} origine est instrumentale : due à l'agitation thermique des porteurs de charge dans les composants électroniques du récepteur. Il est représenté par T_{ampli} . La température totale T_{tot} devient alors :

$$T_{tot} = T_{eq} + T_{ampli} \quad (2.6)$$

Il en résulte alors une expression générale de la puissance de bruit collectée P_{SB} en sortie du récepteur :

$$P_{SB} = 2 \cdot k \cdot T_{tot} \cdot G \cdot B_r \quad (2.7)$$

B_r est la bande passante à -3dB du filtre adapté et le facteur 2 provient de l'opération de démodulation.

Si nous supposons que toute la puissance du signal reçu est contenue dans la bande de fréquence élémentaire df du spectre Doppler obtenue au bout de la chaîne de traitement, [Ney et al. , 1991] ont montré que la densité de bruit à l'entrée de récepteur est :

$$PB = 2.k.T_{tot}.\frac{T_r}{\tau}.df \quad (2.8)$$

2.3.4.3 Forme du spectre

A partir de la FFT complexe nous disposons du spectre du signal pour chaque distance sous la forme suivante (figure 2.9). La partie négative de vitesse (ou de fréquence) correspond à la vitesse descendante (par exemple la vitesse de chute de précipitation) et la partie positive de vitesse correspond à une vitesse ascendante.

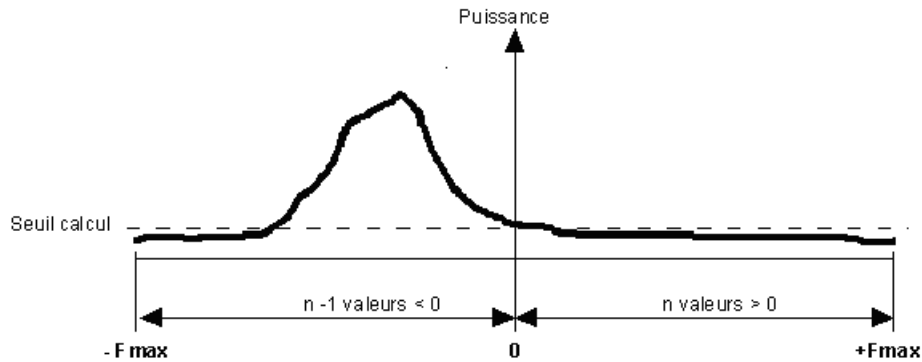


FIGURE 2.8 – Forme de spectre Doppler.

Les données sont enregistrées dans des fichiers d'une heure selon un format précis, la taille de ce fichier dépend du mode utilisé (le nombre de spectres dans une heure varie d'un mode à un autre). Par exemple, en mode 4 avec 300 intégrations cohérentes, la taille du fichier d'une heure de mesure est de 156 Mégaoctets.

Avant chaque séquence de données, il y a un en-tête où nous trouvons des informations sur le mode utilisé, sur le nombre d'intégrations cohérentes, le temps, l'angle d'azimut, l'angle d'élévation, le gain du récepteur, l'atténuation et cet en-tête renseigne sur le mode de visée du radar en position fixe ou séquence automatique (plusieurs directions de visée).

2.4 Analyse et traitement des données

Cette partie présente le traitement et l'analyse des données du radar CURIE réalisé sous Matlab. Un seul

logiciel permet de traiter et d'analyser les données dans les cas de précipitation et d'air clair, quel que soit le mode de fonctionnement.

2.4.1 Découpage et filtrage

La première fonction consiste à un découpage du fichier par porte. 2 types de filtres sont appliqués : le filtre moyen et le filtre médian.

Ce traitement reprend la suite de travail d'un stage réalisé par Florian Zaour en 2005 au LATMOS [Zaour, 2005].

Le filtre moyen ou la moyenne glissante est une technique de lissage afin de rendre le spectre plus homogène en gardant le signal physique et en diminuant les pics de bruit. Cette technique consiste à moyenner n points successifs (une fenêtre de taille n) qui entoure un point de spectre et de le remplacer par la valeur de cette moyenne, et ainsi de suite. Afin de comprendre comment il fonctionne, supposons que nous ayons une fenêtre de taille $n = 9$ contenant les valeurs suivantes :

$$2, 3, 9, 6, -4, 8, -2.5, 1, 15$$

La moyenne de cette fenêtre est : 4.167. Le principe consiste à remplacer le point par cette moyenne. Il faut préciser que chaque point de spectre est remplacé par les n points voisins ($n/2$ à gauche et $n/2$ à droite).

Le filtre médian utilise la même technique que le filtre moyen en remplaçant m points successifs par leur médiane, il est utilisé en traitement d'image afin de réduire le bruit dit bruit de poivre et de sel. Dans le traitement du signal, il enlève les pics parasites isolés qui n'ont aucun sens. Etudions le même exemple pour calculer la médiane :

Nous ordonnons les valeurs de la plus petite à la plus grande :

$$-4, -2.5, 1, 2, 3, 6, 8, 9, 15$$

La médiane de cette suite est la 5^{ème}, c'est-à-dire 3.

Le filtre moyen prend ainsi en compte tous les points afin de calculer leur moyenne qui n'est pas le cas pour le filtre médian. Ces deux filtres permettent d'homogénéiser le spectre en gardant le signal physique, en minimisant le bruit et en éliminant les pics isolés et parasites.

Ici il faut préciser que le filtre moyen, en prenant la moyenne de toutes les valeurs, peut être biaisé par des points bruités (il prend en compte parfois une valeur très bruitée), alors que le filtre médian est a priori moins sensible à ce genre de problème.

2.4.2 Modélisation et suppression de l'écho de sol

L'écho de sol a pour origine la réflexion et la réfraction des ondes par des « cibles fixes » comme le sol, les bâtiments, les arbres. . .

Cet écho est représenté par un pic à de la fréquence Doppler 0 dans les premières portes. Il peut être caractérisé par une largeur fine liée aux mouvements des feuilles dans les arbres et/ou aux bruits dus aux sources de fréquence du radar. Cet élargissement du spectre peut masquer des faibles signaux provenant d'un mouvement d'air clair de vitesse très faible. D'où l'importance de dissocier ces échos.

Pour cela, nous avons modélisé cet écho par une Lorentzienne qui est une fonction « exponentielle » . La distribution de la dérive Doppler semblant symétrique par rapport à 0, son expression est donnée par :

$$y = \frac{N}{\sigma\sqrt{2\pi}} \left(1 + \frac{(x - \mu)^2}{\sigma^2} \right)^{-1} = \frac{A}{1 + \frac{(x - \mu)^2}{\sigma^2}} \quad (2.9)$$

Un ajustement des paramètres de la fonction lorentzienne ci-dessus permet de modéliser au mieux l'écho de sol et de le retrancher du spectre.

La figure 2.9, nous montre la modélisation et la suppression de l'écho de sol :

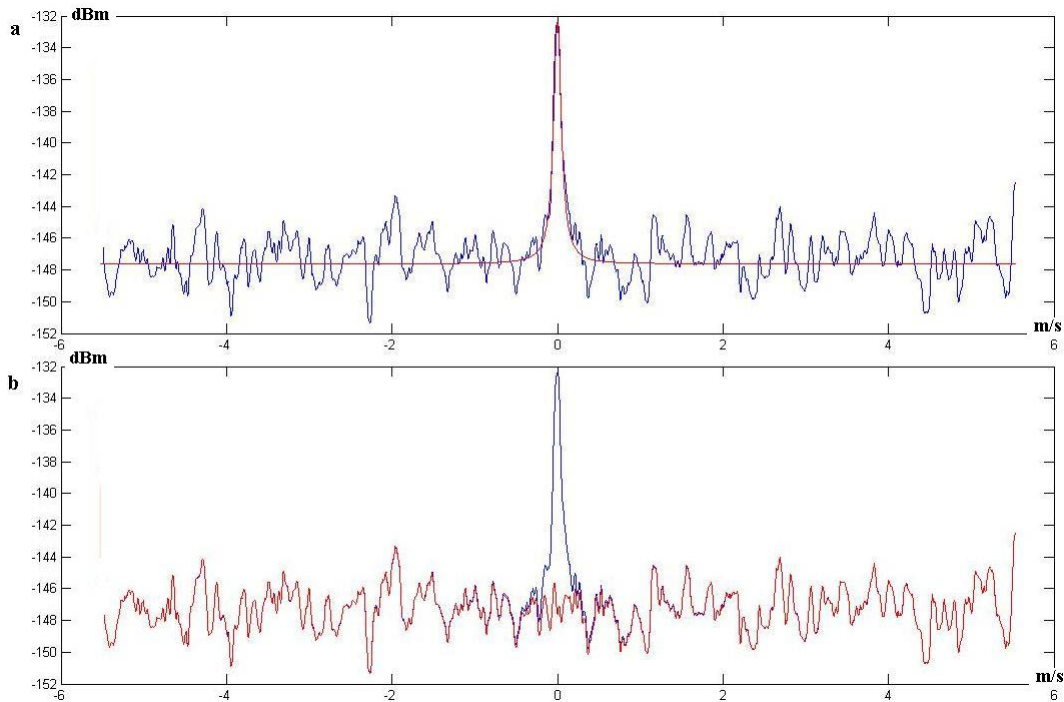


FIGURE 2.9 – La suppression d'écho de sol, a : le spectre Doppler et la représentation Lorentzienne d'écho de sol, b : le spectre Doppler avant et après la suppression d'écho de sol.

2.4.3 Calcul des moments spectraux

La puissance du spectre correspond au calcul du moment d'ordre 0 :

$$P = \int S(v).dv \quad (2.10)$$

La vitesse au calcul du moment d'ordre 1 :

$$\bar{v} = \frac{1}{P} \int v.S(v).dv \quad (2.11)$$

La variance (largeur du spectre) au calcul du moment d'ordre 2 :

$$\sigma_v^2 = \frac{1}{P} \int (v - \bar{v})^2 .S(v).dv \quad (2.12)$$

Pour le calcul de ces 3 paramètres, nous avons établi un seuil de référence par rapport au bruit de récepteur :

- Dans le cas d'air clair : le niveau du bruit du récepteur peut être facilement calculé en bord de spectre (i.e. fréquence Doppler élevée).
- Dans le cas de précipitation : le niveau de bruit a été calculé en bord positif du spectre (la précipitation se figure dans la partie négative du spectre), mais dans le cas où le seuil dépasse une certaine limite (problème de repliement, détaillé dans le chapitre 4, ou d'image spectrale symétrique), nous fixons le seuil de l'air clair en ajoutant 8 dBm (cette valeur a été vérifiée par la mesure).

2.5 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons présenté les différents paramètres de CURIE et la justification des choix qui ont été effectués. Nous avons présenté le traitement du signal et l'analyse de données afin d'avoir des données exploitables. Nous résumons dans ce tableau Les différents paramètres du radar CURIE.

caractéristique	Valeur
Puissance crête	70 W
Fréquence	9.42 Ghz
Largeur d'impulsion : -mode biphase	150 ns
-mode codé (code de Spano)	Largeur de code 4, 8, 16 Éléments binaires
Période de répétition	0.6 μ s to 4.8 μ s
Résolution spatiale	22.5 m
Gain d'antenne	40 dBi
Ouverture d'antenne	1.9°

TABLE 2.1 – Les paramètres du radar CURIE.

Les 2 chapitres suivants décrivent le physique de la couche limite atmosphérique, de la turbulence et de la précipitation.

Chapitre 3

Couche Limite Atmosphérique et Turbulence

3.1 Introduction

Le domaine météorologique étudié dans cette thèse et concernant le radar CURIE est le premier kilomètre de l'atmosphère qui représente l'interface entre la surface terrestre et l'atmosphère libre (c'est l'altitude à partir de laquelle les effets de surface deviennent négligeables). Ce domaine s'appelle la CLA (Couche Limite Atmosphérique). C'est dans cette région où sont concentrées les activités humaines, la biosphère et donc les problèmes de pollution.

Ce chapitre résume les propriétés physiques et les différents phénomènes qui se produisent dans cette couche. Il est issu de 4 ouvrages de base : [Tatarski, 1961], [Sauvageot, 1982], [Panofsky and Dutton, 1983] and [Stull, 1988].

Le plan de ce chapitre est le suivant : après une définition de la couche limite atmosphérique, sa structure et ses caractéristiques sont détaillées, puis l'importance de l'étude de cette partie de l'atmosphère. L'écoulement turbulent de petite échelle est présenté ensuite avec les caractéristiques spectrales de celle-ci et les différents paramètres et instruments de la turbulence qui interviennent dans l'instrument de télédétection CURIE que nous analysons. Les caractéristiques et les instruments de mesure au SIRTa sont aussi présentés dans ce chapitre.

3.2 Définition de la Couche Limite Atmosphérique

La couche limite atmosphérique est la partie basse de la troposphère au dessus du sol, d'épaisseur variable

entre quelques dizaines de mètres et 2 km , directement influencée par la présence de la surface terrestre. Elle répond aux forçages dynamiques (frottement de l'air sur le sol, rugosité de sol) et thermiques (réchauffement et refroidissement causés par le rayonnement solaire, chauffage sous forme sensible et latent (rôle de la vapeur d'eau)) de la surface avec une échelle de variabilité temporelle relativement courte de moins d'une heure. On saisit donc toute l'importance de cette couche qui génère la plus grande partie des transferts de chaleur sensible, de quantité de mouvement et d'humidité. En plus des paramètres énoncés, la couche limite est un lieu de transport de contaminants atmosphériques produits localement ou advectés (transport horizontal).

3.3 Structure et caractéristique de la Couche Limite sans précipitation

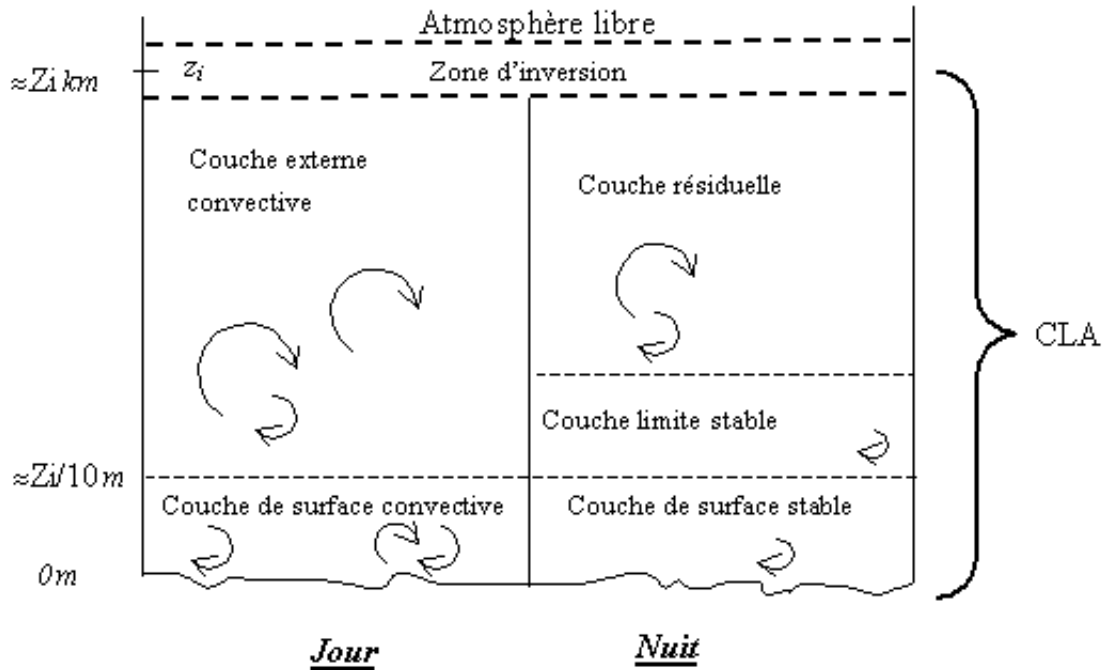


FIGURE 3.1 – Structure de la couche limite atmosphérique.

L'épaisseur de la CLA Z_i est variable (de quelques dizaines de mètres à 2 km) en fonction du rayonnement solaire, du cycle diurne et des conditions de surface (nébulosité et autres). En général, elle est considérée comme l'indique la figure 3.1, dans les conditions de beau temps : pendant la journée, la température potentielle de l'air en surface devient plus grande que la température potentielle de l'air au-dessus, à cause du réchauffement par le rayonnement solaire, ce qui entraîne des mouvements ascendants, et pour compenser, des mouvements descendants. L'ensemble de ces mouvements constituent des flux turbulents de quantité de mouvement et de chaleur. Ces flux convectifs ascendants qui vont partiellement contribuer à réchauffer toute

l'épaisseur de la CLA, sont appelés panaches.

Dans des conditions nuageuses, l'épaisseur de la couche limite peut dépasser les 2 km et le régime convectif doit prendre en compte en général une flottabilité supplémentaire (une poussée verticale) liée à l'humidité et aux propriétés dynamiques et thermodynamiques des nuages créés.

Une caractéristique générale des mouvements atmosphériques de petite échelle, lorsque leurs dimensions caractéristiques deviennent voisines et inférieures à la centaine de mètres, est le mouvement désordonné appelé turbulence, qui se traduit par des fluctuations irrégulières imprévisibles de l'ensemble des paramètres atmosphériques. Ces paramètres sont alors décrits de façon statistique. La turbulence est un processus de transport généré par des forçages dynamiques et thermiques et qui se traduit par des transferts depuis les échelles du forçage relativement grandes jusqu'à des petites échelles de dissipation où la dimension des échelles devient suffisamment petite pour que la dissipation visqueuse intervienne. Cette échelle de dissipation η_d peut être estimée à partir de deux paramètres : le taux de dissipation turbulent ε et la viscosité dynamique ν donc :

$$\eta_d = \left(\frac{\nu^3}{\varepsilon} \right)^{1/4} \quad (3.1)$$

Cette échelle intervient dans l'estimation de Cn^2 à partir du radar CURIE .

La turbulence d'origine convective liée à la simple flottabilité de l'air est renforcée par des processus dynamiques de cisaillement du vent, mais l'effet thermique reste toujours dominant dans la génération de turbulence, car le cisaillement de vent va donner lieu au mélange, mais les propriétés de l'état statique du milieu (lié au profil vertical de la température potentielle) va déterminer la tendance au mélange. En effet, dans un milieu à stratification thermique neutre (bien mélangé), le cisaillement de vent ne modifie plus la stratification.

Quand la température potentielle de la surface devient égale à celle de l'air au-dessus, il n'y a plus de mouvement d'ascendance et de descendance. C'est ce qui se produit normalement juste avant le coucher du soleil lorsque se forme ce qu'on appelle la couche résiduelle où la turbulence diminue et que les conditions à la surface sont dites "neutres".

Pendant la nuit, la température potentielle de la surface devenant inférieure à celle de l'air au dessus, apparaît un flux de chaleur dirigé vers le bas qui forme ainsi la couche nocturne ou la couche limite stable dont l'épaisseur est en général inférieure à 50 m, mais parfois peut atteindre 200 m au cours de la nuit.

Au dessus de ces couches stables, nous trouvons la couche d'inversion qui est caractérisée par une forte stabilité qui limite la progression des écoulements ascendants. L'altitude de l'inversion est notée Z_i et c'est l'altitude où le gradient de température potentielle est le plus marqué.

A noter que dans un ensemble de présentations de la couche limite, une erreur classique est de parler

d'équilibre de la température sans prendre en compte que l'équilibre statique de l'atmosphère est isentrope, donc adiabatique.

3.4 Importance de l'étude de la turbulence

Trois raisons importantes pour les scientifiques ainsi que les ingénieurs pour étudier la turbulence :

1. La turbulence impose des forces sur les bâtiments, les ponts, les tours, les avions et sur d'autres structures.
2. La turbulence mélange l'air possédant différentes propriétés et crée des flux importants.
3. La turbulence fait varier, spatialement et temporellement, l'indice de réfraction de l'air, ce qui conduit ainsi à la diffusion du rayonnement électromagnétique, acoustique et optique.

La capacité de mélange liée à la turbulence a pour intérêt évident l'étude de l'évolution de la couche limite et de la pollution de l'air, ce qui est important dans l'étude de l'évaluation de la qualité de l'environnement.

Les flux turbulents ont des forts effets sur les conditions près de la surface, d'où l'importance de la connaissance des flux par exemple dans le domaine agricole (variation de l'humidité des surfaces), mais aussi de façon plus générale car les flux turbulents de surface contribuent au bilan d'énergie de la surface du globe et donc à son climat.

Enfin, bien que de nombreuses études dans le passé se soient intéressées aux télécommunications avec essentiellement l'utilisation des faisceaux hertziens dont le fonctionnement est affecté par les propriétés de la couche limite, les nouveaux systèmes de communications posent encore des questions relatives aux variations de l'indice de réfraction. Il faut donc prendre en compte les phénomènes qui génèrent ces variations en particulier dans le milieu urbain et dans des zones forestières.

3.5 L'écoulement turbulent

Il se caractérise par la superposition de tourbillons de différentes tailles et périodes de mouvement dont il faut déterminer les propriétés statistiques compte tenu de leurs caractéristiques aléatoires. Dans la CLA, les tailles des tourbillons varient de quelques *mm* (échelle de dissipation), à des dimensions comparables à l'épaisseur de la couche limite, c'est-à-dire de l'ordre de plusieurs km. Des tourbillons de taille plus grande sont également observés, [Eymard and Weill, 1982].

Nous pouvons représenter l'écoulement turbulent sous forme d'une fonction aléatoire $f(t)$ et cette fonction aléatoire peut être décomposée en une composante moyenne, par rapport au temps, $\overline{f(t)}$ et une composante turbulente $f'(t)$ selon la décomposition par échelle (décomposition de Reynolds), nous avons alors :

$$f(t) = \overline{f(t)} + f'(t) \quad (3.2)$$

Pour caractériser la variation commune entre les fluctuations considérées à deux instants différents t_1 et t_2 , nous pouvons calculer 2 fonctions :

1. La fonction d'autocorrection $R(t_1, t_2)$ qui est définie par :

$$R(t_1, t_2) = \overline{f'(t_1)f'(t_2)} \quad (3.3)$$

2. La fonction de structure $D(\tau)$ où τ est l'intervalle du temps qui sépare les 2 instants t_1 et t_2 : elle est définie par :

$$D(\tau) = \left[\overline{f'(t+\tau) - f'(t)} \right]^2 \quad (3.4)$$

Dans notre étude, et dans le cas de l'air clair, on s'intéresse à la variation de l'indice de réfraction de l'air $N(t)$ qui, à son tour, peut être écrit sous la forme :

$$N(t) = \overline{N(t)} + N'(t) \quad (3.5)$$

La fonction de structure correspondante d'après [Tatarski, 1961] est :

$$D(\tau) = \left[\overline{N'(t+\tau) - N'(t)} \right]^2 = C_n^2 \tau^{2/3} \quad (3.6)$$

Cn^2 est le paramètre de structure de l'indice de réfraction de l'air est une mesure du carré moyen des fluctuations de l'indice de réfraction dans le domaine dit « inertiel » en prenant en compte l'ensemble des tourbillons entre typiquement le mm et quelques mètres.

Une caractéristique importante des fonctions de structure est que dans la couche limite, elles ne dépendent que de l'incrément temporel τ ou spatial δr et non de leur position spatiale ou temporelle. Cette propriété est avantageuse par rapport aux fonctions de corrélation qui en principe dépendent du temps et de l'espace. Les fonctions de structure permettent ainsi de se placer dans des conditions dites d'homogénéité locale.

L'incrément spatial δr et l'incrément temporel τ sont reliés entre eux par la relation de Taylor qui relie le temps et l'espace par l'intermédiaire du vent horizontal moyen qui "transporte" la turbulence : "propriétés

statistiques de la turbulence inertielle invariantes dans le transport par l'écoulement moyen".

3.6 Caractéristiques spectrales de la turbulence

D'après [Kolmogorov, 1941], le spectre d'une fonction turbulente pour la vitesse du vent, la température, l'humidité et pour tout scalaire passif (dont la composition chimique ne varie pas dans le temps et l'espace), lorsque l'on s'intéresse à des temps caractéristiques de la production de turbulence d'une à deux heures jusqu'à une échelle de temps très petite de l'ordre d'une fraction de seconde permet d'identifier trois domaines : un domaine de production, un domaine «inertiel » et un domaine de dissipation visqueuse.

Dans le premier domaine, les mécanismes provenant des processus dynamiques et thermiques dits de production interviennent, on retrouve les tourbillons de plus grande échelle : c'est le domaine des phénomènes atmosphériques d'échelle supérieure à 100 m, essentiellement déterministe.

Dans le domaine de dissipation visqueuse, les tourbillons de petite taille sont dissipés sous forme de chaleur par viscosité moléculaire. Entre ces 2 domaines se trouve un domaine où les tourbillons ne sont affectés ni par la viscosité moléculaire ni (en principe) par la production d'énergie, c'est le domaine inertiel. Les tourbillons de ce domaine reçoivent leur énergie des plus gros tourbillons qui en se fragmentant donnent à leur tour, des tourbillons de plus petites tailles qui vont enfin se dissiper à partir de la limite (petite échelle) de ce domaine. Cette limite correspond à l'échelle de Kolmogorov, c'est l'échelle à partir de laquelle la dissipation visqueuse déjà décrite dans la 1^{ère} partie de ce chapitre intervient.

Dans le domaine inertiel, les tourbillons perdent toute structure, ils deviennent homogènes et isotropes (les propriétés physique ne varient pas selon la direction). L'énergie du spectre en fonction de la taille des tourbillons est répartie proportionnellement à $k^{-5/3}$ tel que k est le nombre d'ondes ($2\pi/\lambda$) avec λ est la longueur d'onde. S'il s'agit du spectre des fluctuations de vitesses du vent, il dépend uniquement de ε , le taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente (intensité de la turbulence). D'où la densité spectrale des composants de la vitesse dans le domaine inertiel est :

$$S(k) = A.\varepsilon^{2/3}k^{-5/3} \quad (3.7)$$

A est une constante universelle sans dimension qui dépend de l'orientation de la composante de vitesse par rapport à la direction définissant le spectre, elle est égale à 0.47 pour un spectre longitudinal et 0.627 pour un spectre transversal.

Ici une variable longitudinale est alignée avec le vecteur vent moyen, une variable transversale est perpendiculaire à ce vent moyen.

Dans ce domaine, pour un scalaire passif (qui n'évolue pas chimiquement comme la température, l'humidité ou l'indice de réfraction), et dans notre cas on s'intéresse à la densité spectrale de l'indice de réfraction de milieu qui est en même temps une grandeur conservatrice et additive, alors selon [Tatarski, 1961] (la théorie de similitude dans le domaine inertiel), $S_n(k)$ peut s'écrire sous la forme :

$$S_n(k) = A_n \cdot \varepsilon_n \varepsilon^{-1/3} k^{-5/3} \quad (3.8)$$

ε_n est le taux d'homogénéisation (ou de dissipation) des fluctuations d'indice, A_n est une constante universelle. A noter ici que l'indice de réfraction a le même comportement que la température et l'humidité puisque nous parlons d'un scalaire passif [Tatarski, 1961].

Or Cn^2 est le paramètre de structure des fluctuations d'indice qui peut s'écrire sous la forme :

$$C_n^2 = B \cdot \varepsilon_n \cdot \varepsilon^{-1/3} \quad (3.9)$$

B est une constante sans dimension qui vaut, approximativement $4A_n$ soit 2.8.

En portant les 2 dernières expressions, nous obtenons :

$$S_n(k) = \frac{1}{4} \cdot C_n^2 \cdot k^{-5/3} \quad (3.10)$$

Nous pouvons aussi trouver des comportements spectraux similaires à cette dernière expression pour les autres paramètres comme la température et l'humidité.

3.7 Paramètres et instruments de mesure

Pour étudier la turbulence, ainsi que la couche limite atmosphérique, il existe plusieurs paramètres à étudier afin de connaître les informations pertinentes pour aborder sa structure, les phénomènes présents et son évolution. Les principaux paramètres qui peuvent être mesurés sont : la hauteur de la couche limite Z_i , la température, la pression, l'humidité, la vitesse du vent et par exemple pour la turbulence le taux de dissipation et des fonctions de structures caractéristiques des fluctuations de température, d'humidité et d'indice.



FIGURE 3.2 – Site de SIRTa, Palaiseau France.

Dans le domaine de la télédétection à partir de la surface, différents instruments sont accessibles pour mesurer une partie de ces paramètres [Neff and Coulter, 1986]. Les sites d'étude de la couche limite peuvent être des sites homogènes avec des mâts instrumentés et d'autres instruments de télédétection ou des sites en terrain complexe ou urbain comme le SIRTa. Le radar CURIE est installé au SIRTa à Palaiseau, figure 3.2. C'est un site instrumental de l'IPSL (Institut Pierre Simon Laplace), où nous avons un accès à un ensemble de données. L'avantage essentiel de ce site est que les données sont partagées ce qui permet d'effectuer des intercomparaisons entre les différentes données afin de valider et de réfléchir sur des résultats instrumentaux. Nous décrivons ici l'instrumentation disponible sur ce site et en particulier les instruments que nous avons utilisés :

- Instruments météorologiques classiques sur mât instrumenté :
- L'anémomètre sonique qui peut donner des mesures de vent selon trois directions à des différentes hauteurs (10 m et 30 m).

- Mesures météorologiques sur le mat instrumenté du SIRTÀ à plusieurs altitudes qui permettent d’estimer la vitesse du vent, la pression, l’humidité, les flux solaires, le taux de précipitation, la vitesse et la direction de vent.
- Instruments de mesure en surface tel :
 - Le disdromètre qui mesure le nombre de gouttes de précipitation (traversant une surface connue) ainsi que leurs tailles, leurs vitesses et la qualité des mesures
 - Les photomètres solaires
 - Les radiomètres hyperfréquence.
 - Les stations météorologiques mesurant le vent, la pression, l’humidité et la température.
- Instrumentation de support et d’expérimentation
 - Les instruments aéroportés comme l’avion radio piloté (un drone) que nous avons utilisé pour transporter et larguer des charges de Chaff au dessus de radar, voir Annexe B.
 - Les radiosondages qui permettent d’estimer des profils de la vitesse du vent (dans les 3 directions), la température, l’humidité, la pression, des paramètres représentatifs de l’atmosphère, la quantité d’eau dans le cas d’existence de nuages. Ils peuvent être utilisés aussi pour estimer des paramètres de la stabilité de l’air ou pour tenter de paramétrer la turbulence.
- Instruments de télédétection :
 - Des instruments qui utilisent des ondes lumineuses comme le Lidar qui mesure les différentes composantes de la vitesse de vent, les concentrations d’éléments chimiques.
 - Des instruments acoustiques comme le Sodar qui mesure le profil relatif de la turbulence thermique, de la vitesse du vent et permet d’estimer d’autres paramètres de la couche limite.
 - Des instruments de télédétections électromagnétiques comme le radar UHF de l’EDF.

3.8 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons abordé les propriétés physiques de la couche limite atmosphérique et de la

turbulence. Cette connaissance des propriétés physiques est nécessaire dans l'exploitation des mesures du radar CURIE destiné à restituer des mesures en air clair sensible à la diffusion de Bragg. Dans le chapitre suivant, nous allons présenter la physique de précipitation dans la couche limite de l'atmosphère ainsi que des différents paramètres utiles aux mesures du radar CURIE qui est également un radar susceptible de sonder les précipitations dans la couche limite. Nous allons parler aussi des instruments de mesure pour nous focaliser à la fin sur l'atténuation en bande X par la pluie qui peut affecter le radar CURIE.

Chapitre 4

Physique de la précipitation

4.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous définirons des propriétés de la physique des précipitations qui seront nécessaires à notre étude en tenant compte de l'ensemble des paramètres, leurs définitions, leurs représentations physiques (formalismes) utilisées et les instruments de mesure.

Le plan de ce chapitre est le suivant : tout d'abord, nous aborderons la physique de la précipitation en passant par les processus de formation jusqu'aux paramètres caractéristiques comme le taux de précipitation et la vitesse de chute des hydrométéores. Puis nous présenterons les différents instruments de mesure de précipitation au SIRTa et la rétrodiffusion par les hydrométéores. Nous estimerons enfin l'atténuation de CURIE durant la précipitation, élément utile à connaître pour une estimation du signal reçu.

4.2 Processus de formation des précipitations

Les particules précipitantes sont formées par deux processus, la condensation de vapeur d'eau à des températures positives sur des noyaux hygroscopiques qui est le processus principal et le fractionnement mécanique (à partir des éléments déjà existants), ou à des températures négatives, la congélation hétérogène des cristaux surfondus, est le processus secondaire.

Dans la première phase de formation de nuages non précipitants, les vitesses de chute des particules sont négligeables. Par condensation de vapeur d'eau, leurs masses augmentent mais lentement, et de même, les vitesses de chute augmentent aussi lentement. La croissance en masse se produit soit par coalescence (réunion d'éléments liquides), soit par agrégation (réunion d'éléments solides), soit par accrétion ou par givrage (captation des cristaux surfondus par des particules de glaces). La figure 4.1 résume les principales étapes de

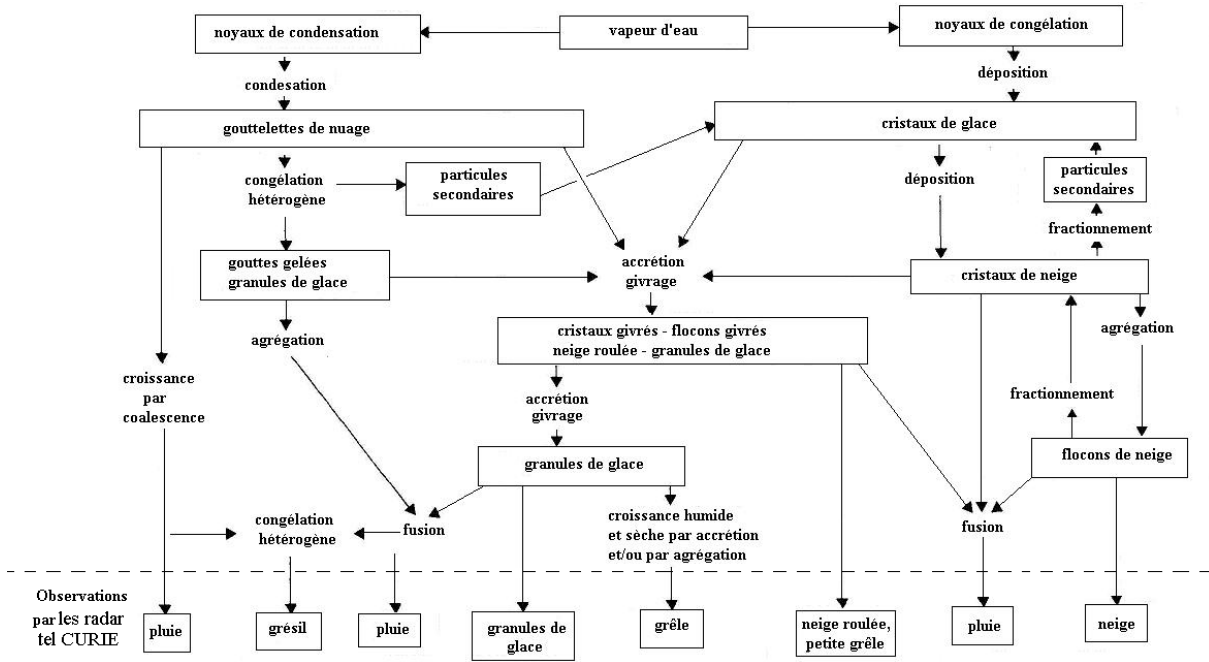


FIGURE 4.1 – Les principaux processus de formation des précipitations, d’après (Sauvageot, 1982).

croissance des éléments de précipitation.

4.3 Taux de précipitation

Une des principales caractéristiques des précipitations est le taux de précipitation R . Il est défini comme étant la quantité d’eau qui traverse une unité de surface horizontale dans un intervalle de temps donné. Il est exprimé en mm/h et est donné par la relation suivante :

$$R = \int_{D_{min}}^{D_{max}} N(D) \cdot D^3 [V(D) - w] dD \quad (4.1)$$

Avec $N(D)$ le nombre de gouttes de tailles compris entre D_{min} (le diamètre minimal des gouttes) et D_{max} (le diamètre maximal des gouttes) qui traversent dans la surface horizontale dans un intervalle de temps donné, $N(D)$ est représentée aussi la concentration dans une unité de volume entre D_{min} et D_{max} , $v(D)$ est la vitesse limite de chute de particules de diamètre D et w est la composante verticale de la vitesse de l’air qui freine la chute de particules dans le cas où la vitesse est positive ($w > 0$).

4.4 Répartition granulométrique des précipitations

D’après [Marshall and Palmer, 1948], $N(D)$ est donnée par l’expression suivante :

$$N(D) = N_0.e^{-\Lambda D} \text{ où } \Lambda = aR^b \text{ (cm}^{-1}\text{)} \quad (4.2)$$

Cette équation est appliquée pour un taux de précipitation qui correspond à des gouttes de diamètre $D > 1\text{ mm}$. a et b sont des constantes caractéristiques de la distribution granulométrique et dépendent de la nature des précipitations. Ces deux paramètres, pour le même type de précipitation, changent d'un auteur à un autre (car chaque auteur travaille dans un endroit différent avec des structures de précipitations différentes). N_0 varie aussi selon la nature de précipitations et selon les auteurs, elle est aussi en fonction de R . Dans le tableau 4.1, nous allons présenter quelques valeurs avec leurs références.

Type de précipitation	Source	$N_0(\text{cm}^{-4})$	a	b
Pluie	[Marshall and Palmer, 1948]	0.08	41	-0.21
Pluie	[Sekhon and Srivastava, 1971]	$0.07 R^{0.37}$	38	-0.14
Neige	[Sekhon and Srivastava, 1971]	$0.025 R^{-0.94}$	22.9	-0.45
Neige	[Gunn and Marshall, 1955]	$0.038 R^{-0.87}$	25.5	-0.48

TABLE 4.1 – Différentes valeurs des constantes caractéristiques de la distribution granulométrique.

$N(D)$ est une fonction exponentielle avec un exposant négatif, elle est rapidement décroissante. Ce résultat a été mis en évidence par [Laws and Parsons, 1943] qui ont trouvé aussi que la proportion des grosses gouttes augmente avec le taux de précipitation. Nous attribuons cette augmentation aux phénomènes de coalescence, d'agrégation ou d'accrétion. Des méthodes ont été proposées pour calculer $N(D)$ et ses paramètres, par exemple, [Hauser and Amayenc, 1983] ont mis au point une méthode (3P) qui estiment N_0 , et w (la vitesse verticale du vent) à partir des spectres Doppler, en supposant que $N(D)$ est une fonction exponentielle (cf. expression 4.2), par des méthodes de moindre carré MC. Il faut souligner que cette méthode n'est applicable qu'à la pluie stratiforme et pour les autres types des précipitations, elle est plus difficile à appliquer.

Il convient de prendre en compte l'utilisation récente des "Micro Rain Radar" MMR, voir par exemple [Peters et al., 2002, Van Baelen et al., 2009].

4.5 Vitesse de chute des hydrométéores

La vitesse de chute des précipitations dépend principalement du diamètre de la goutte et la relation est en général sous cette forme :

$$v = aD^b \quad (4.3)$$

Comme dans l'expression 4.2 de $N(D)$, a et b sont des constantes qui dépendent de la nature de précipitation et varient aussi selon les auteurs. Puisque les précipitations changent avec l'altitude, il faut ajouter à l'expression 4.3, d'après [Foote and Du Toit, 1969], un terme correctif $\left((\rho/\rho_0)^{0.4}\right)$ où ρ et ρ_0 sont les densités de l'air au niveau d'observation et au niveau de la mer respectivement.

D'après [Gunn and Kinzer, 1949], la relation de vitesse a cette forme :

$$v = 9.65 - 10.3 e^{-6D} \quad (4.4)$$

Le calcul de la vitesse de chute des précipitations est important pour le calcul de R , cette vitesse a une limite qui dépend des caractéristiques de la viscosité de l'air et de leur nombre de Reynolds (c'est le rapport, sans dimension, des forces inertielles aux forces de viscosité). Ces caractéristiques sont déterminées par les forces inertielles et les forces de freinage qui agissent sur la goutte. La densité de l'air, la taille, la forme et la rigidité de la goutte ont aussi un rôle dans la détermination de la vitesse limite de chute.

Dans le cas de mesures par un radar Doppler, cette formulation (expression 4.4) est recommandée d'après [Atlas et al., 1973].

4.6 Instruments de mesure

Pour étudier les précipitations, il existe trois principaux types d'instruments : les pluviomètres, les disdromètres et les radar.

Le pluviomètre est un instrument qui mesure la quantité d'eau tombée dans un volume défini (une éprouvette ou auget basculeur) dans un intervalle de temps. En supposant que la précipitation est homogène, nous pouvons calculer de cette façon le taux de précipitation R . Il faut préciser que la notion d'homogénéité est limitée à une certaine zone, et comme un pluviomètre est un instrument de mesure local, son emplacement peut avoir un rôle déterminant sur sa fonction de transfert et sa représentativité.

Le disdromètre est un instrument optique (il utilise un rayonnement optique), il permet de donner une information sur le nombre de gouttes, la taille et la vitesse de chute des gouttes qui traversent une surface (la surface de séparation des deux émetteurs de rayonnement optique). Nous pouvons trouver plus d'informations dans [Delahaye et al., 2006] . Nous pouvons trouver aussi des «vidéos disdromètres » qui utilisent deux cameras qui forment un angle (normalement elles sont orthogonales) et auront une surface de vision commune. [Kruger and Krajewski, 2002] détaillent le principe de ce disdromètre. Le disdromètre est comme le pluviomètre un instrument local représentatif lorsque l'ensemble de la précipitation est homogène.

Le radar est un instrument de télédétection qui, selon sa longueur d'onde, peut mesurer les paramètres de précipitation. Contrairement au pluviomètre ou au disdromètre, le radar mesure la rétrodiffusion d'ondes électromagnétiques par les précipitations à l'intérieur d'un volume d'impulsion (volume de résolution du radar). Comme le champ de vision du radar peut être proche ou lointain, le radar donne des informations sur des tranches d'altitude.

Par exemple, le radar CURIE a une longueur d'onde de 3,2 cm (en bande X), et a un champ de vue qui

s'étend jusqu'à 750 *m*. L'ouverture du lobe d'antenne est de 1,9° donc les volumes de résolution sont entre 76 *m*³ (la 3^{ème} porte, 60 *m* en altitude moyenne) et 11850 *m*³ (la 32^{ème} porte, 750 *m*).

4.7 Mesure des précipitations par radar

La rétrodiffusion des précipitations réparties de façon homogène dans le volume d'impulsion est proportionnelle à la réflectivité du radar η qui est la somme des sections efficaces de rétrodiffusion (σ_i) de chaque goutte appartenant au volume de résolution du radar.

En admettant que les gouttes sont réparties dans le volume de façon homogène, nous avons donc, d'après [Sauvageot, 1982] :

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \sum_i D_i^6 \quad (4.5)$$

Avec λ la longueur d'onde (en *cm*) du radar, K^2 est une constante qui dépend des propriétés diélectriques du milieu et est prise égale à 0.92. D est le diamètre de goutte en *mm*. Pour appliquer cette équation il faut que les conditions de l'approximation de Rayleigh concernant la rétrodiffusion des précipitations (la longueur d'onde du radar est plus grande que la taille des particules diffusantes) soient satisfaites. Dans le cas où la taille des particules est proche de la longueur d'onde, il faut utiliser la théorie de Mie qui donne une solution pour des particules sphériques de tailles quelconques.

Comme la réflectivité du radar est proportionnelle à la somme (l'intégration) des diamètres des gouttes à la puissance 6, cette somme est le facteur de réflectivité radar Z peut être écrit sous cette forme :

$$Z = \int_{D_{min}}^{D_{max}} N(D).D^6 dD = \sum_V D_i^6 / V \quad (4.6)$$

Z est exprimé en *mm*⁶*m*⁻³ et représente l'ensemble des réflectivités des diffuseurs dans le volume d'impulsion V .

Donc en remplaçant (4.6) dans (4.5), nous obtenons :

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 Z.10^{-12} \quad (4.7)$$

Des relations qui relient Z et R ont été établies, leur forme générale est :

$$Z = aR^b \quad (4.8)$$

Z est en *mm*⁶*m*⁻³ et R en *mm/h*.

a et b sont des constantes qui dépendent, comme pour les relations de R , de la nature de la précipitation, du nombre de gouttes et de leurs tailles. Ces constantes changent aussi selon les auteurs du fait de la grande diversité des types de précipitations. Elles peuvent être calculées à partir des mesures des radar Doppler ou des mesures de distributions granulométriques des particules.

Le tableau 4.2 donne quelques estimations de a et b , à condition que les approximations de Rayleigh soient satisfaites.

Type de précipitation	a	b	Référence
Pluie convective	486	1.37	[Jones, 1992]
Pluie Stratiforme	200	1.6	[Marshall and Palmer, 1948]
Neige	1780	2.21	[Sekhon and Srivastava, 1971]

TABLE 4.2 – Différentes valeurs des constantes caractéristiques de la relation Z et R .

4.8 Atténuation du radar CURIE durant les précipitations

D'après [Wexler and Atlas, 1963] et [Eccles and Mueller, 1971], l'atténuation du radar en bande X par l'eau en présence de précipitation peut être grande et il faut la corriger. Dans le cas de faibles précipitations stratiformes et dans un volume de résolution de l'ordre de $243 m^3$ à une altitude moyenne de $108 m$, elle est négligeable. Par exemple, en appliquant l'expression de l'atténuation, voir [Gunn and East, 1954], pour un taux de précipitation compris entre $1 mm/h$ et $100 mm/h$ et pour une température moyenne de $18^\circ C$, sa valeur varie entre $0.0012 dB$ et $0.34 dB$, (valeurs rapportées de $1 km$ à $108 m$).

De fait, cette correction n'est importante que pour les radar météorologiques en bande X qui sondent à grande distance.

4.9 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons présenté la physique liée à la précipitation et comment elle intervient dans les équations radar. Ainsi que les instruments de mesure comme les disdromètres et les pluviomètres qui interviennent dans les mesures de précipitation de surface.

Après les présentations des propriétés physiques de l'atmosphère dans le cas de ciel clair et de précipitation et du principe du radar CURIE, les chapitres suivants traitent l'analyse des données de CURIE et les résultats obtenus, nous présentons ces résultats en suivant le plan suivant :

1. Représentation spectrale : Nous modéliserons les spectres air clair par des fonctions lorentziennes et les spectres précipitations par des fonctions gaussiennes. Nous proposerons aussi une méthode pour séparer les mouvements turbulents en présence de précipitation.

2. Analyse et traitement du signal Doppler en air clair : Dans le cas de l'air clair et afin d'améliorer la qualité du signal obtenu, 300 intégrations cohérentes ont été utilisées. Les principales analyses dans ce cas sont : estimation de l'entraînement sommital dans les basses couches, détection de l'inversion matinale, calcul d'un « équivalent » Cn^2 et calcul de vitesse de vent horizontal et vertical et de son écart type avec des comparaisons avec des instruments de mesure.
3. Analyse et traitement du signal dans le cas de précipitation : Pour un signal provenant de la précipitation, le rapport *signal/bruit* est grand, nous n'avons alors pas besoin d'un nombre d'intégrations cohérentes élevé (100 intégrations cohérentes sont suffisantes), mais un nombre plus réduit serait suffisant. Les principaux paramètres à estimer dans ce cas sont : le calcul de taux de précipitation R et le calcul de réflectivité Z (les relations sont données dans un chapitre précédant). Enfin une journée de précipitations sous forme solide, de neige, sera présentée.

Chapitre 5

Estimation des paramètres spectraux

5.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous allons expliquer la méthode de représentation des spectres Doppler en montrant qu'ils peuvent être représentés dans le cas de précipitation en partie par une fonction gaussienne et une fonction lorentzienne dans des conditions de ciel clair. Un spectre Doppler représente la fonction de probabilité des dérives Doppler associées aux cibles à l'intérieur du volume d'une porte radar, voir [Srivastava, 1971] et [Battan, 1973].

Dans les cas de ciel clair, il s'agit de la fonction de probabilité des vitesses « turbulentes », donc de l'ensemble des « tourbillons » sondés par le radar (diffusion de Bragg) dans une porte d'altitude.

Nous pouvons penser a priori que ces vitesses sont symétriques par rapport au Doppler moyen dans la porte tout au moins au voisinage du maximum du spectre. Concernant les « ailes » de distributions des vitesses correspondant à des moindres probabilités, l'information sur une porte est mal conditionnée compte tenu du nombre de degrés de liberté faible de la mesure des extrêmes sur une porte. Nous pourrions donc estimer le spectre Doppler représentatif de la turbulence à partir d'une fonction symétrique représentant au plus près le spectre au voisinage du maximum. Cela implique donc d'une part de faire ressortir le maximum et de choisir une fonction modèle représentant au mieux au sens des moindres carrés le spectre expérimental, ce qui devra se traduire à estimer au mieux les trois paramètres : énergie spectrale, dérive Doppler et élargissement spectral.

Si nous nous intéressons au spectre Doppler associé aux précipitations, la fonction de probabilité doit alors représenter l'ensemble des vitesses de chute des hydrométéores de différents diamètres (diffusion de Rayleigh) à l'intérieur d'une porte d'altitude. Nous savons que ces spectres dans leur globalité ne sont pas a priori

symétriques compte tenu de la distribution des diamètres des gouttes. Ces spectres devraient être plus larges que les spectres en ciel clair compte tenu de la dynamique des diamètres des gouttes à l'intérieur d'une porte, mais là encore les valeurs extrêmes sont sous représentées et un modèle de représentation spectrale par une fonction symétrique au voisinage du maximum pourrait être justifié si nous nous intéresserons au plus probable. C'est ce que nous allons tenter de mettre en œuvre pour estimer les moments spectraux.

L'objectif de cette représentation est ainsi de définir un modèle utilisant des fonctions connues (gaussiennes et lorentziennes ou autres) qui auront les mêmes paramètres directeurs (dérive Doppler, variance et énergie spectrale) que le spectre expérimental et qui devra permettre de séparer s'il existe le signal de la turbulence en présence de précipitation. Nous avons rencontré en effet des cas où le spectre Doppler présente 2 modes de distributions, une dans la partie négative de grande largeur provenant de la précipitation et une autre pouvant être centrée dans la partie positive ou même dans la partie négative et ayant pour origine des mouvements turbulents.

Dans la littérature, plusieurs auteurs ont travaillé pour éliminer la partie spectrale provenant des mouvements turbulents mais avec d'autres fonctions de représentations. [Wakasugi et al., 1986] ont représenté la partie précipitation par une distribution exponentielle, tandis que [Gossard, 1988] et [Gossard et al., 1997] ont utilisé des techniques de déconvolution pour enlever divers effets de la partie provenant des mouvements turbulents, permettant de séparer les effets.

Au préalable, nous allons décrire les spectres expérimentaux, puis expliquer les méthodes utilisées. Ensuite, nous présenterons des comparaisons entre les méthodes de représentation et le calcul des moments des spectres afin de choisir la meilleure méthode en tenant compte de l'ensemble de toutes les contraintes (précision et temps de calcul), puis nous expliciterons un cas particulier assez fréquent que nous avons observé. Enfin en conclusion nous présenterons notre choix de méthode de détermination des paramètres spectraux.

Remarque : Il ne s'agit pas de trouver une représentation exacte de la forme du spectre expérimental (comme par exemple une fonction gamma pour la précipitation) mais le but est d'approcher l'ensemble des paramètres spectraux (les moments spectraux) de ceux du spectre expérimental, de façon simple et systématique.

5.2 Description générale des spectres

Le Spectre Doppler représente la variation de la puissance reçue du radar en fonction de la vitesse Doppler. C'est la transformée de Fourier de l'écho radar reçu à l'intérieur d'une porte de distance. Nous recherchons donc un maximum représentant le Doppler moyen ou mode principal Doppler à l'intérieur de la porte avec une dispersion représentant la variabilité du Doppler à l'intérieur de la porte. Dans l'hypothèse d'une réponse atmosphérique, nous pouvons donc nous attendre à un spectre présentant un maximum et un taux de décroissance de l'énergie spectrale autour de ce maximum.

Chaque spectre contient 4096 points correspondant au nombre de points de la FFT. Il comprend 2 parties :

1. Une partie où les vitesses sont négatives correspondant à des vitesses descendantes.
2. Une partie où les vitesses sont positives correspondant à des vitesses ascendantes.

La dérive Doppler est une variation de fréquence $\delta f = -2f_0 V_r / c$ où f_0 est la fréquence émise, V_r est la vitesse radiale et c est la vitesse de la lumière.

5.3 Cas de précipitations

Dans le cas de précipitations, le signal est dans la partie négative du spectre.

Pour un signal provenant de la précipitation, le rapport *signal/bruit* est important. Compte tenu de ce rapport élevé et des vitesses Doppler $> 5m/s$, il est nécessaire de diminuer le nombre d'intégrations cohérentes afin d'augmenter la vitesse ambiguë pour éviter des problèmes de repliement de spectres. Cependant en raison d'une contrainte technique de débit entre le FPGA et l'ordinateur, le nombre d'intégrations cohérentes N_{coh} est limité à 100.

Avant de commencer l'analyse spectrale, chaque spectre est lissé à l'aide de 2 méthodes :

1. La 1^{ère} méthode ou méthode du filtre médian : chaque point de spectre est remplacé par la médiane de N points qui l'entoure.
2. La 2^{ème} méthode ou filtre moyen : chaque point de spectre est remplacé par la moyenne de M points qui l'entoure.

Nous avons appliqué ici les 2 méthodes sur chacun des spectres.

Après lissage, nous modélisons l'écho de sol (écho fixe) à l'aide d'une fonction lorentzienne qui représente bien les relations hauteurs et largeurs de cet écho étroit, puis nous la retranchons du spectre.

La figure 5.1 nous montre un spectre avant et après lissage

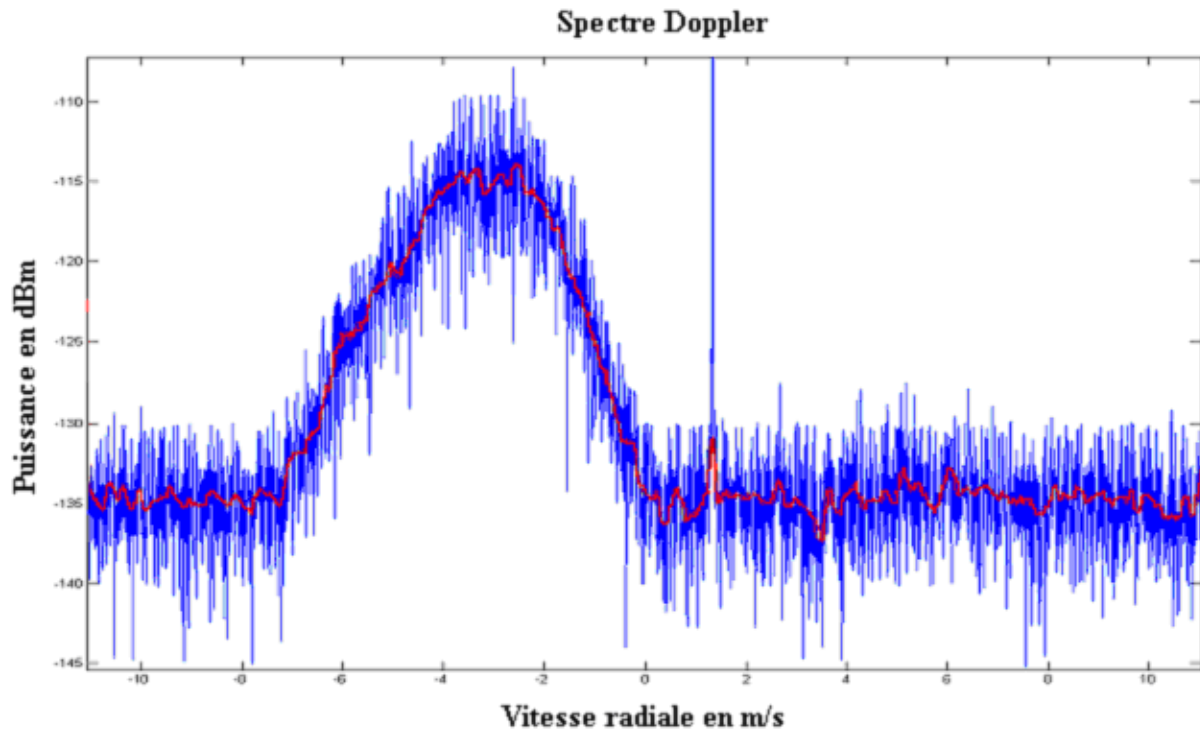


FIGURE 5.1 – Un spectre Doppler en présence de précipitation, en bleu avant lissage et en rouge après lissage.

5.3.1 Description des méthodes d'ajustement du signal sous forme d'une gaussienne

Les spectres Doppler sous la précipitation ressemblent à une gaussienne autour du maximum. Nous avons ainsi étudié si la représentation gaussienne était représentative des spectres observés. Pour la représentation gaussienne, 3 méthodes ont été utilisées, afin de les comparer et optimiser le choix de la méthode en prenant le couple de contraintes (temps de calcul et écart par rapport au spectre expérimental). Toutes ces méthodes ont un but d'améliorer les 4 paramètres de la représentation gaussienne qui sont : la position de maximum de la gaussienne qui donne la dérive Doppler, la valeur du maximum qui donne l'énergie spectrale dans le domaine des fréquences considéré, la largeur à mi-hauteur qui donne la variance spectrale et enfin le niveau de bruit.

La 1^{ère} méthode consiste à chercher le maximum de spectre et le définir comme le maximum de la fonction gaussienne. À partir de cette valeur nous cherchons la largeur à mi-hauteur, autrement dit le nombre de points spectraux qui sont supérieurs à la valeur à mi-hauteur. À partir de cette largeur, nous choisissons la médiane des valeurs afin d'estimer ce que nous considérons comme la position du maximum. Enfin nous

estimons le niveau de bruit.

Dans la 2^{ème} méthode, nous changeons 2 paramètres par rapport à la première. Tout d'abord, le maximum est calculé à partir de la moyenne de N points qui l'entoure afin d'éviter des réverbérations des niveaux de fluctuations considérés comme anormaux. L'autre paramètre est la position du maximum ajusté en calculant le barycentre de l'ensemble des points correspondant à la zone de maximum :

$$barycentre = \frac{\sum_{i=1}^n y_i x_i}{\sum_{i=1}^n y_i} \quad (5.1)$$

i dans cette expression varie dans un intervalle de n points centrés à la position ancienne du maximum et a comme largeur le domaine de variation de la largeur à mi-hauteur. Les y_i et les x_i sont respectivement les valeurs de la puissance et les vitesses Doppler dans cet intervalle.

La 3^{ème} méthode, que nous avons utilisée prend 4 paramètres de la 1^{ère} méthode (méthode sans itération) comme valeurs initiales et minimise l'écart entre la gaussienne et le spectre expérimental en utilisant l'ajustement au sens des moindres carrés MC appliqué sur ces 4 paramètres. Dans cette méthode il faut faire attention au choix de l'intervalle dans lequel nous minimisons l'écart car il ne faut s'intéresser qu'à la partie où le signal est maximum en tenant compte du niveau de bruit. Nous allons appliquer ces méthodes dans la suite de ce chapitre dans le cas de précipitation.

Dans le paragraphe de comparaison entre les différentes méthodes, nous allons effectuer une comparaison pour comprendre l'importance du choix de l'intervalle du signal (l'intervalle dans lequel nous minimisons l'écart entre le spectre expérimental et la fonction gaussienne) en appliquant la 3^{ème} méthode (méthode de MC).

La figure 5.2 nous montre un spectre avec les 3 fonctions gaussiennes, la 1^{ère} méthode en vert, la 2^{ème} en noir et la 3^{ème} en magenta.

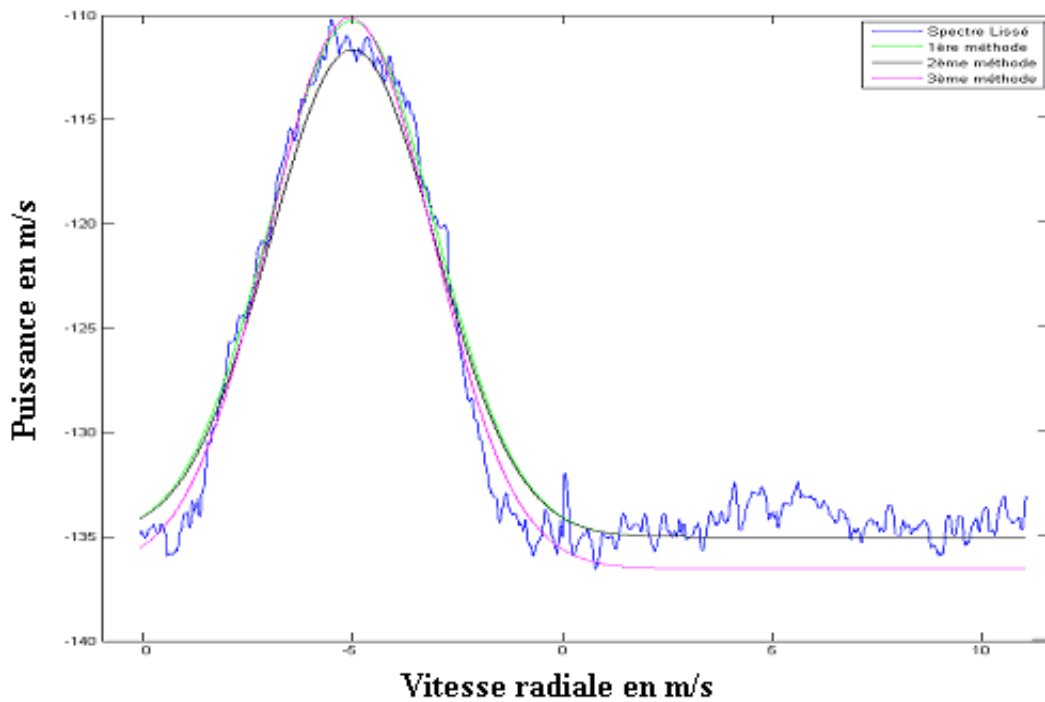


FIGURE 5.2 – Représentation des gaussiennes ainsi le que le spectre.

Ici nous remarquons que l'écart est très petit entre les 3 fonctions et le spectre. Cet écart et les paramètres spectraux devront être étudiés par la suite de ce chapitre. Nous pouvons noter toutefois que la première méthode s'ajuste assez bien au niveau de bruit spectral.

5.4 Cas de l'air clair

Comme dans le cas de précipitation, avant de commencer l'analyse spectrale, chaque spectre résultant de 300 intégrations cohérentes est lissé à l'aide de 2 méthodes :

La méthode du filtre médian et la méthode du filtre moyen. Après lissage, nous modélisons l'écho de sol (écho fixe) à l'aide d'une fonction lorentzienne.

La méthode d'ajustement est directe, c'est-à-dire sans itération, elle consiste à chercher le maximum du spectre puis de calculer la largeur à mi-hauteur. Dans le cas d'un signal en air clair, la largeur est nettement plus faible que pendant la pluie et c'est pour cela que nous avons choisi une lorentzienne bien que d'autres fonctions soient possibles. De plus, la position du maximum ne pose pas de problème d'estimation parce que le domaine de variation est étroit. La méthode d'ajustement en air clair est proche de la première méthode d'ajustement dans le cas de précipitation mais elle est plus rapide car la recherche de la position du maximum est simple.

La figure 5.3 nous présente un spectre Doppler en air clair avec le signal modélisé avec une fonction lorentzienne.

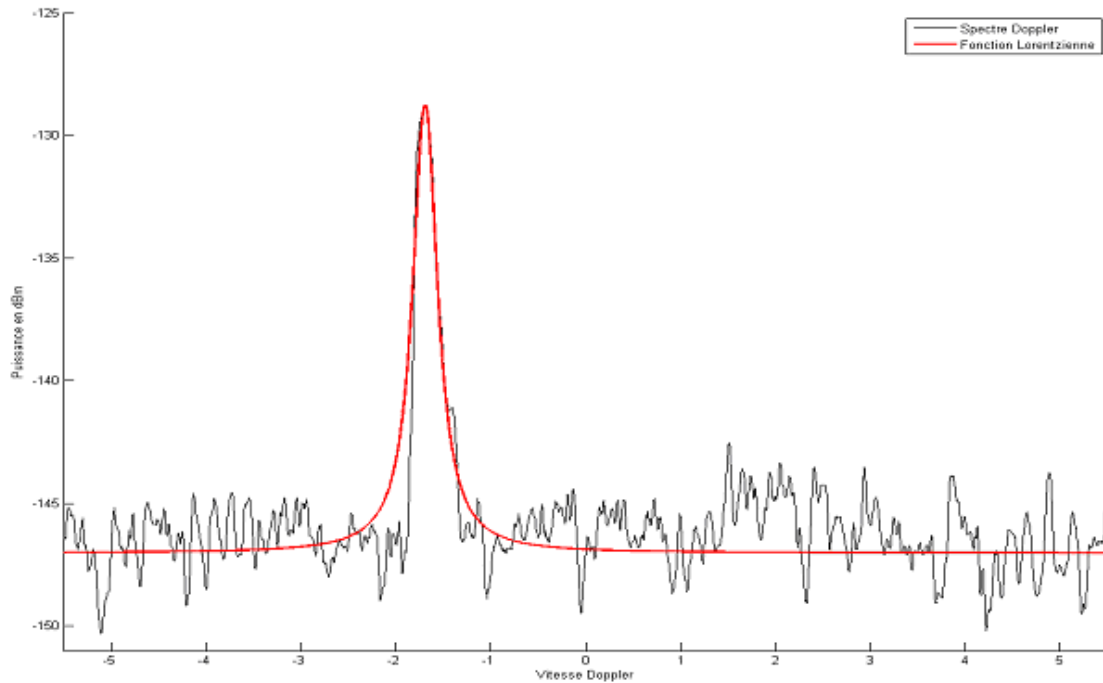


FIGURE 5.3 – Spectre Doppler en air clair avec la représentation du signal avec une fonction lorentzienne.

Par la suite, nous allons calculer l'écart entre chaque fonction et le spectre et nous allons présenter le temps cumulé de chaque calcul pour des données correspondantes à une heure de mesure, équivalent à 1200 spectres. Cette estimation est importante car elle nous guide dans le choix de méthodes de calcul applicables en « opérationnel » pour des calculs automatiques en temps quasi-réel des paramètres spectraux.

5.5 Calcul des écarts entres les représentations

5.5.1 Calcul des écarts entre les représentations utilisées dans le cas de précipitation

L'écart est calculé en utilisant les écarts au modèle gaussien :

$$ecart = \sqrt{\frac{\sum_{i=0}^n (y_i - g_i)^2}{n}} \quad (5.2)$$

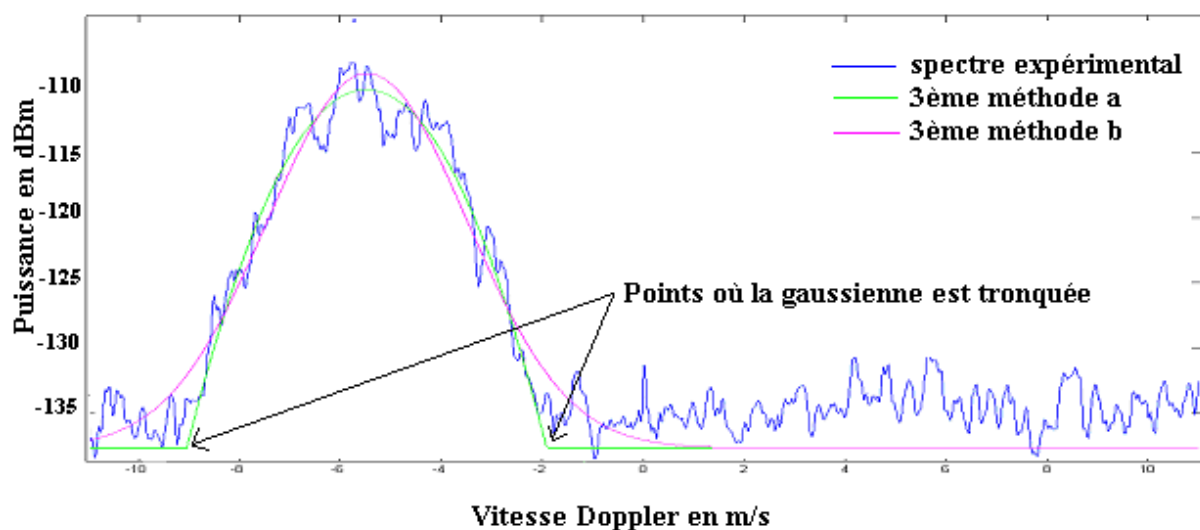
avec y_i le spectre Doppler mesuré, g_i la gaussienne estimée par les différents méthodes, n le nombre de points dans un intervalle choisi. Normalement nous choisissons l'intervalle où le signal nous intéresse, car nous ne prenons en compte que le signal au voisinage du maximum (largeur à mi-hauteur) plus quelques points de chaque extrémité.

Nous avons observé que l'écart est petit, par exemple pour la 3^{ème} méthode il est de l'ordre de 1.5% (2 dBm) par rapport au niveau de bruit, 2% (3 dB) pour la 1^{ère} méthode et presque identique pour la 2^{ème}. Nous avons considéré que l'écart est acceptable pour ces 3 méthodes.

La figure 5.4 nous présente l'importance du choix de l'intervalle du signal dans l'application de la 3^{ème} méthode (méthode avec ajustement au sens MC).

La méthode 'a', en vert, est la 3^{ème} méthode (méthode avec MC), elle consiste à prendre un petit intervalle de largeur presque égale à la dimension de la largeur à mi-hauteur et centré à la position du maximum. La méthode 'b', en magenta, est aussi la 3^{ème} méthode mais elle consiste à prendre une largeur plus grande pour estimer le niveau de bruit, nous avons donc plus de points.

Nous remarquons que la courbe verte (méthode 'a' de la 3^{ème} méthode) qui utilise une gaussienne tronquée s'ajuste mieux que la courbe magenta mais ne prend pas en compte le niveau de bruit. Cette méthode a besoin de plus des paramètres car il faut choisir les points de troncature, calculer le niveau de bruit à part et enfin prendre en compte l'ensemble pour avoir une fonction gaussienne tronquée (courbe verte dans la figure 5.4). Toutefois en prenant plus de points (en tenant en compte le niveau de bruit), nous obtenons aussi une courbe bien ajustée à la forme du signal expérimental et avec un nombre d'opérations inférieur à celui de la méthode 'a' c'est-à-dire un temps de calcul plus petit.

FIGURE 5.4 – Importance de choix d'intervalle pour la 3^{ème} méthode.

Si nous calculons de plus une des contraintes importantes qui correspond au temps de calcul cumulé, nous obtenons sur la figure 5.5 les temps de calcul des ajustements comparés.

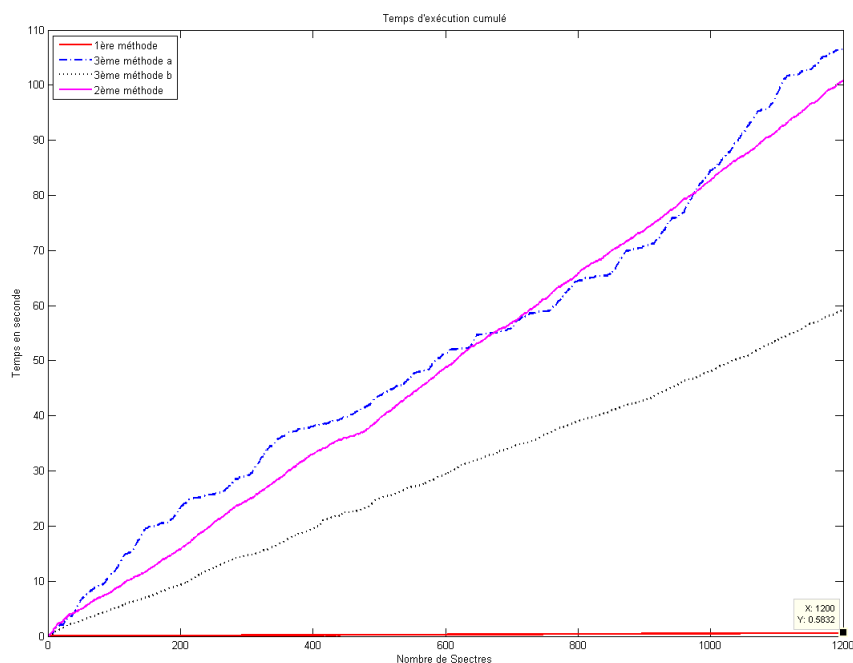


FIGURE 5.5 – Calcul de temps cumulé pour chaque méthode.

D'après la figure 5.5, nous pouvons voir clairement la différence entre le temps d'exécution de la 1^{ère} méthode qui est largement plus court que les autres méthodes. Nous pouvons aussi conclure qu'en changeant l'intervalle

de la méthode 3, nous aurons une précision plus grande, mais comme la méthode 3-a néglige le niveau de bruit (où le calcul se fait à part), nous devons toutefois la modifier en prenant plus de points et recalculer la largeur à mi-hauteur ce qui correspond à un temps de calcul plus élevé (d'après la figure 5.5, le temps est presque le double entre la méthode 3-a et 3-b).

5.5.2 Calcul de la moyenne, du moment d'ordre 1 et du moment d'ordre 2

Pour comparer les différentes représentations gaussiennes obtenues avec le spectre expérimental, nous avons calculé la moyenne ou la puissance spectrale ainsi que celle de chaque représentation dans un intervalle donné.

Alors la puissance est de la forme :

$$P = \int_a^b E(f) df \quad (5.3)$$

Où $E(f)$ est la puissance à chaque point dans l'intervalle $[a, b]$. P représente aussi la réflectivité.

Les résultats de ces comparaisons sont représentés dans la figure 5.6.

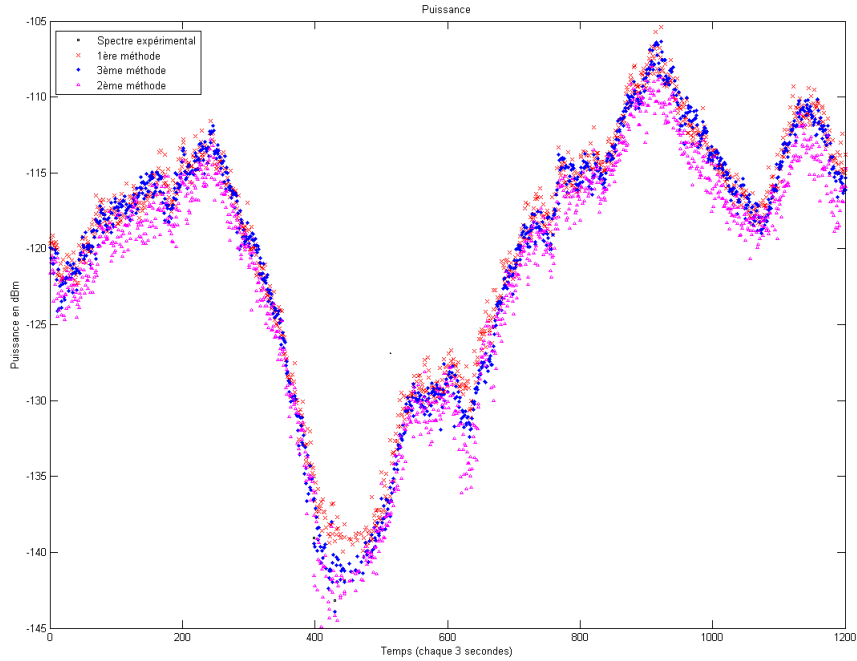


FIGURE 5.6 – Puissance des différentes représentations gaussiennes ainsi que du vrai spectre.

Dans cette figure, nous pouvons voir clairement que les différentes représentations sont très proches : les représentations venant de la méthode de moindre carré MC (la 2^{ème} méthode) et du vrai spectre sont presque confondues ce qui est normal parce que l'objectif de l'ajustement de MC est de minimiser cet écart.

Nous pouvons remarquer également que la 1^{ère} méthode est plus proche de la mesure du spectre expérimental que la 2^{ème}.

2 autres comparaisons sont alors à produire : le calcul des moments d'ordre 1 et d'ordre 2.

Le moment d'ordre 1 est le Doppler mesuré, l'expression utilisée est :

$$V = \frac{1}{P} \int_a^b f E(f) df \quad (5.4)$$

Le moment d'ordre 2 représente l'élargissement spectral s'écrit :

$$ES = \frac{1}{P} \int_a^b (f - V)^2 E(f) df \quad (5.5)$$

Les résultats sont représentés dans les figures 5.7 et 5.8. Nous pouvons remarquer que toutes les mesures sont confondues.

En fait, $E(f)$ peut être parfois plus grand ou plus petit que le spectre expérimental mais nous obtenons une mesure très proche (d'après la figure 5.6), La différence maximale entre la 1^{ère} méthode et le spectre expérimental est de 3 dB et en moyenne la différence est de moins de 1 dB. Nous pouvons conclure que l'élargissement et la dérive Doppler sont bien estimés avec les méthodes utilisées, avec le critère de différence que nous avons adopté mais qui peut être modifié si nous souhaitons être plus sévère à condition que le nombre de points éliminés ne soit pas trop grand.

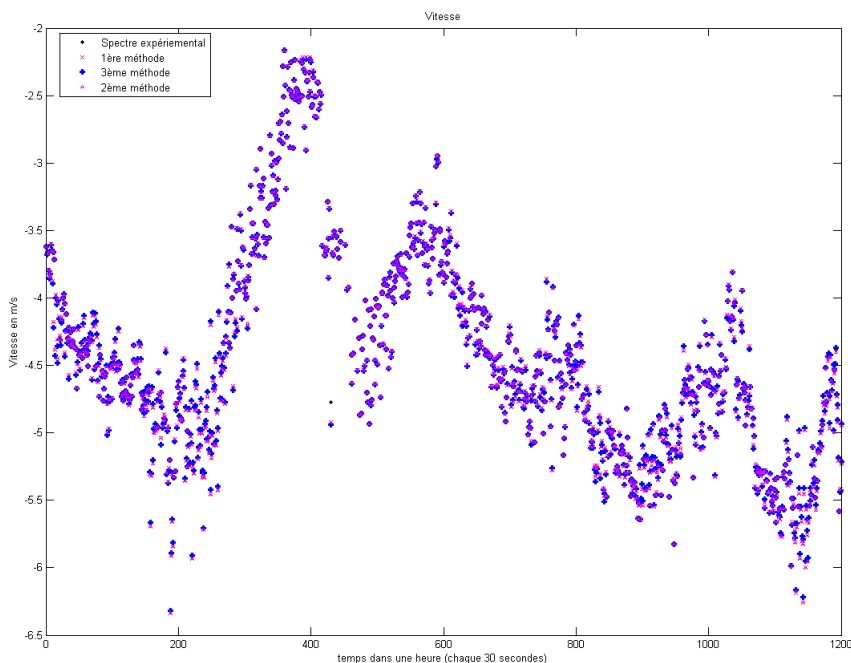


FIGURE 5.7 – Vitesse Doppler des différentes représentations gaussiennes ainsi que le spectre expérimental.

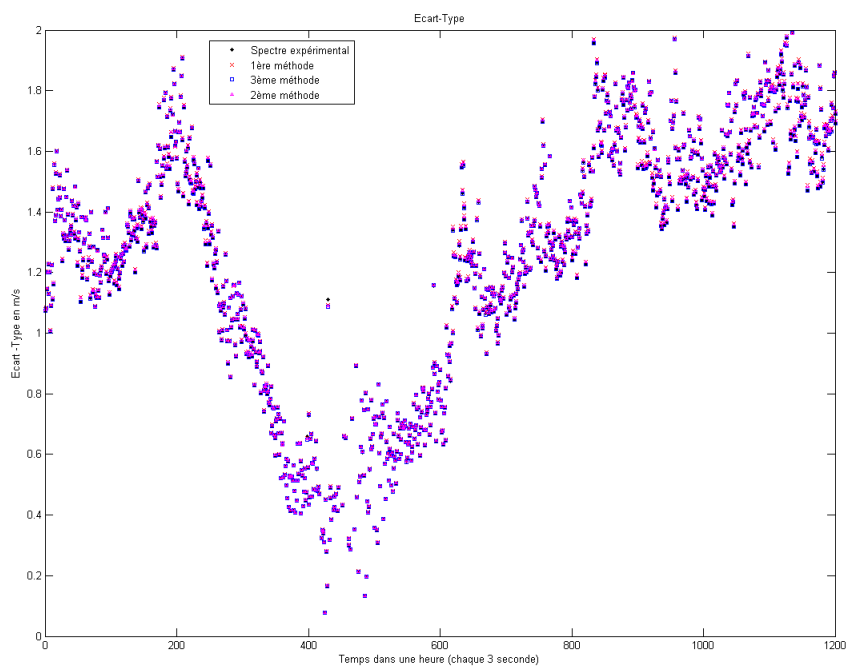


FIGURE 5.8 – Élargissement spectral des différentes représentations gaussiennes ainsi que du spectre expérimental

5.5.3 Calcul des écarts entre les représentations lorentziennes et les mesures en ciel clair

Dans le cas d'air clair les résultats sont semblables à ceux obtenus dans les cas de précipitations. Les vitesses et les écarts types semblent bien représentés.

Les figures 5.9, 5.10 et 5.11 représentent les mesures de la puissance, de la vitesse et de l'écart type à partir de la représentation Lorentzienne et le spectre expérimental.

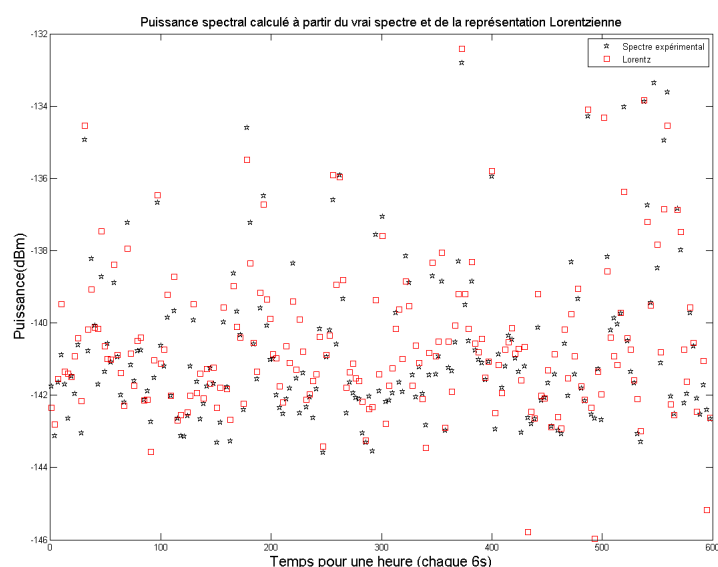


FIGURE 5.9 – Puissance de la représentation lorentzienne et du spectre expérimental pour une heure de mesure.

La différence entre les mesures de la puissance est en moyenne de 0.5 dB qui représente une valeur de 0.5% comme erreur relative.

De même, la différence entre les mesures de vitesse est très faible, elle est en moyenne de 0.2 m/s . Pour une différence supérieure à 0.2 m/s nous éliminons le spectre.

Concernant la différence de mesure de l'écart type, elle est du même ordre de grandeur que la différence de mesure de la vitesse, soit de 0.1 m/s en moyenne. De même, Pour une valeur plus grande de 0.1 m/s , nous éliminons le spectre.

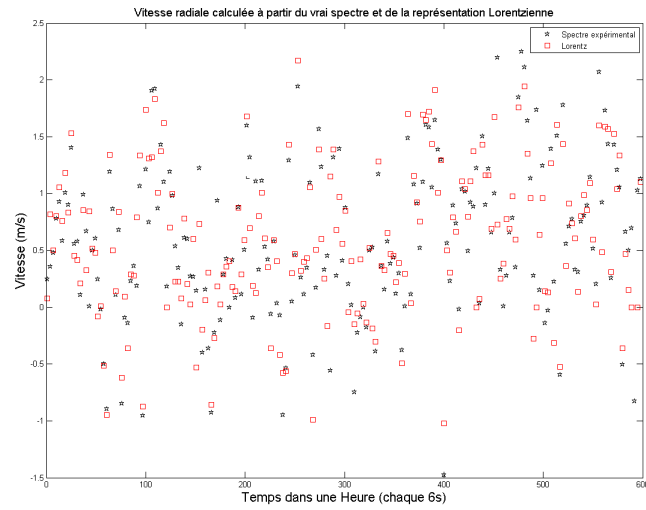


FIGURE 5.10 – Vitesse de la représentation lorentzienne et du spectre expérimental (le vrai spectre) pour une heure de mesure.

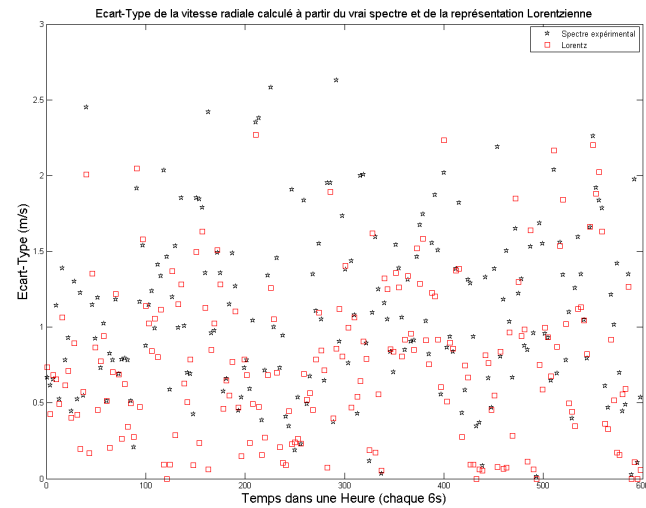


FIGURE 5.11 – Écart Type de la représentation lorentzienne et du spectre expérimental pour une heure de mesure.

Donc en utilisant cette représentation, nous estimons systématiquement les paramètres spectraux (puissance, vitesse et élargissement ou écart type de la vitesse) avec des erreurs faibles que nous considérons comme acceptables. Nous pouvons toutefois jouer sur les seuils d'acceptabilité qui permettent d'être plus discriminants et d'analyser leurs effets sur la vraisemblance des estimations. C'est ce qui devrait permettre en général d'affiner le caractère opérationnel des méthodes d'analyse utilisées.

5.6 Cas particulier : présence de précipitation et “de turbulence?”

Durant notre étude et analyse des données, nous avons rencontré très souvent dans des conditions de précipitations, des spectres qui sont formés de 2 modes de distribution, figure 5.12, et qui justifient une analyse plus approfondie.

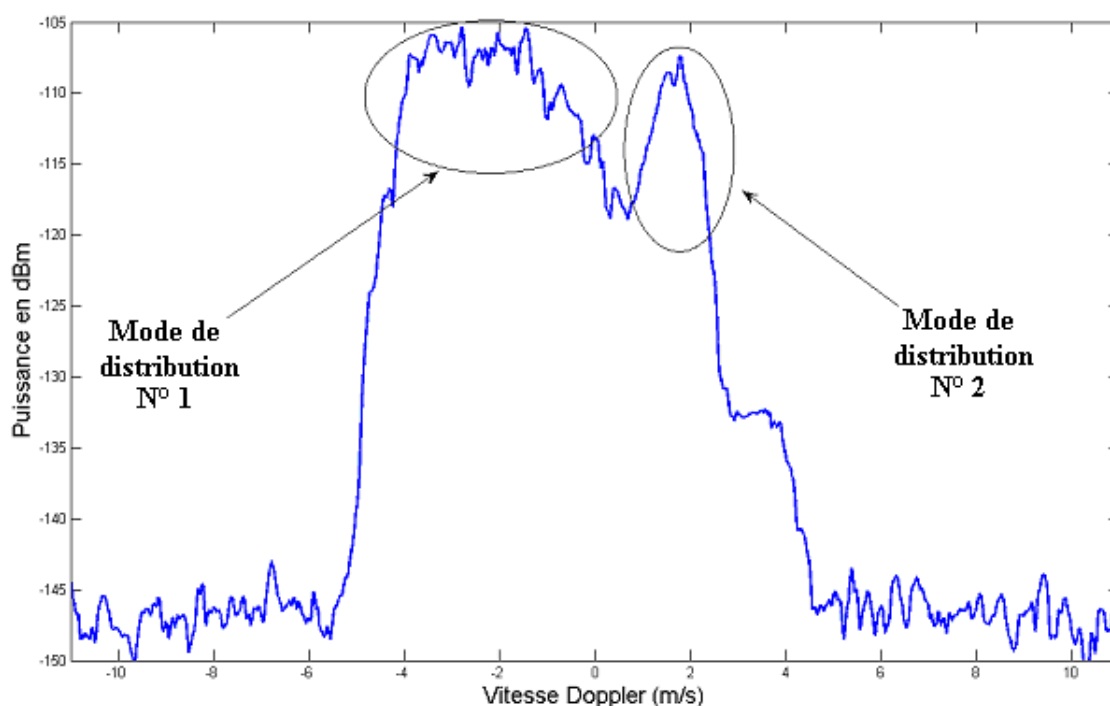


FIGURE 5.12 – Spectre Doppler avec 2 bosses.

Nous remarquons un mode de distribution dans la partie négative, qui a comme origine la précipitation et un autre mode de distribution à caractéristique variable parfois dans la partie négative ou dans la partie positive du spectre Doppler qui a vraisemblablement comme origine un mouvement ou une perturbation verticale dans l’atmosphère (des mouvements convectifs par exemple). Nous avons développé des méthodes afin de séparer ces 2 modes de distribution pour les étudier indépendamment.

La méthode de séparation consiste à modéliser le mode de distribution qui vient de la précipitation par une gaussienne en appliquant les méthodes que nous avons déjà développées et de l’étudier à part si nous voulons analyser la précipitation, et à modéliser le mode de distributions qui provient a priori d’un mouvement convectif, à partir d’une lorentzienne.

Il faut cependant prendre en compte que la vitesse d’ensemble estimée sur la « base » lorentzienne doit être soustraite de la partie précipitation afin d’accéder à la vitesse spécifique des précipitations.

Dans les 3 figures (5.13, 5.14 et 5.15), nous allons présenter un suivi de spectres Doppler pendant une heure

avec les 2 modes de distributions, puis une représentation du suivi de la fonction gaussienne extraite du spectre et enfin la représentation du suivi de la fonction lorentzienne provenant des mouvements supposés convectifs turbulents.

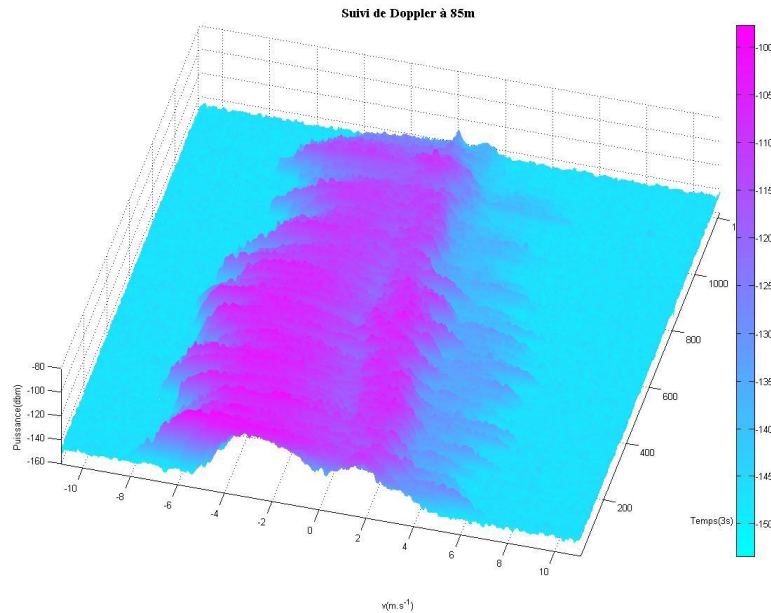


FIGURE 5.13 – Suivi des Spectres Doppler pour une heure de mesure, à 85m d’altitude moyenne, à 10 heure, le 04 Mars 2009.

Dans ce cas de spectre, nous pouvons calculer 3 éléments :

1. La vitesse ascendante ou descendante hors précipitation et nous appliquons le calcul des moments sur la représentation lorentzienne du mouvement convectif.
2. La vitesse de chute des particules en négligeant les effets ascendants ou descendants, nous appliquons le calcul des moments sur la représentation gaussienne.
3. La vraie vitesse de chute des précipitations c’est-à-dire la vitesse de chute des particules freinées par des vitesses ascendantes ou même accélérées par des mouvements descendants (cas où le 2^{ème} mode de distribution est dans la partie négative) : nous appliquons dans ce cas le calcul des moments sur le spectre tel qu’il est, c’est-à-dire que le tout le spectre est pris en compte dans le calcul. Il s’agit ici des cas particuliers, mais nous pouvons généraliser ce traitement sur toute forme de spectre car dans le cas

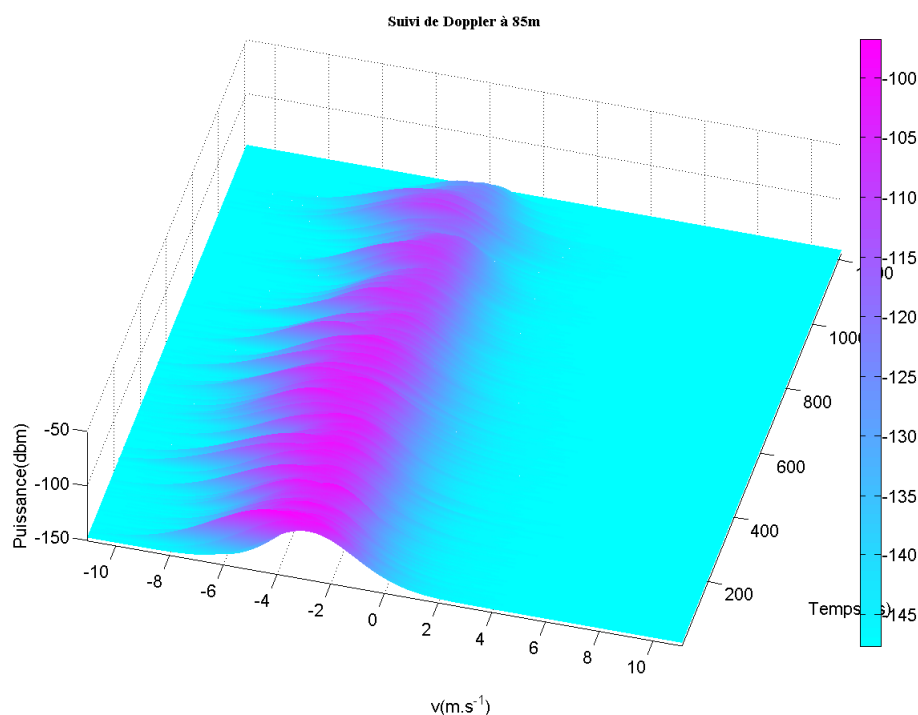


FIGURE 5.14 – Suivi de la représentation gaussienne pour une heure de mesure, à 85m d'altitude moyenne, à 10 heure le 04 Mars 2009.

où il y a un seul signal l'autre est nul et cette méthode est évidemment applicable dans de nombreux cas. Une autre représentation spectrale par des fonctions de type Gram-Charlier sont sans doute à développer, ce que nous n'avons pas encore effectué.

5.6.1 Limitation de la méthode de séparation

La limitation de cette méthode est lorsque les modes de distribution ne sont plus séparables, par exemple dans le cas où nous avons des réverbérations autour du maximum de mode de distribution qui ne facilite pas la détection du maximum pour effectuer une modélisation gaussienne ou lorentzienne du mode de distribution. Une autre cas est observable où le point de séparation des deux modes de distribution est proche du maximum du spectre pour lequel nous avons une difficulté pour le détecter. La figure 5.16 résume la limitation de cette méthode de séparation.

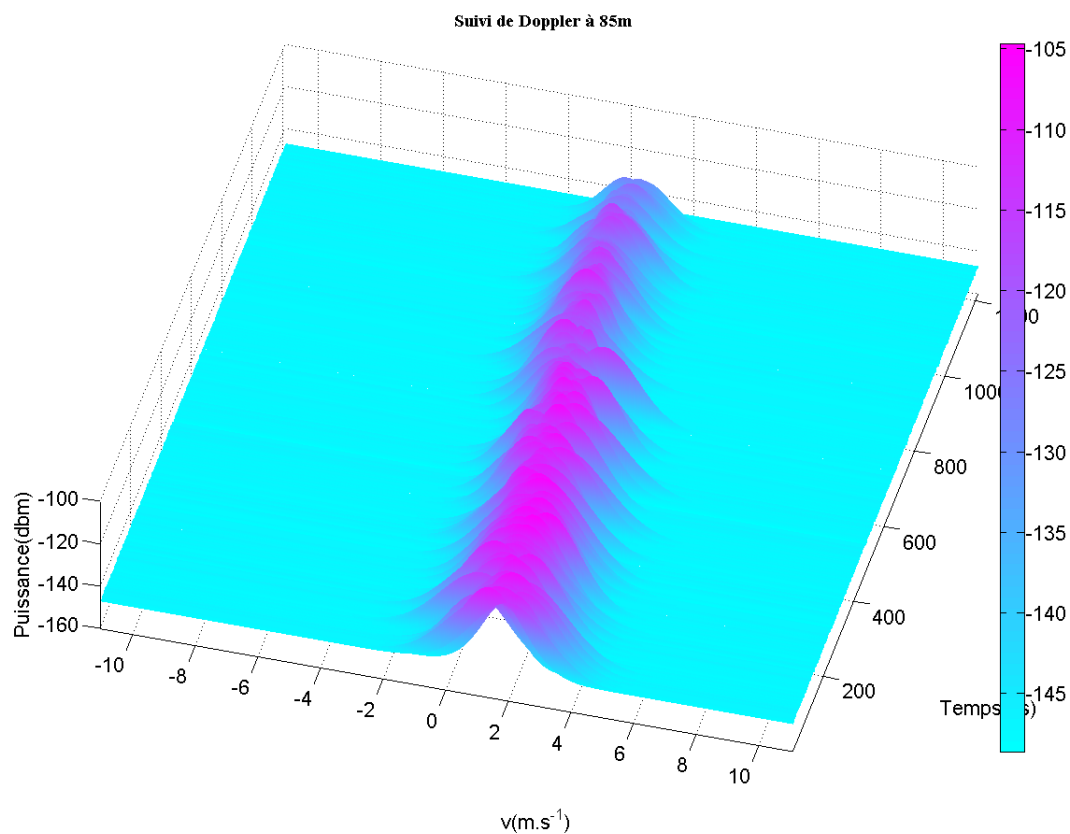


FIGURE 5.15 – Suivi de la représentation lorentzienne pour une heure de mesure, à 85m d’altitude moyenne, à 10 heure le 04 Mars 2009.

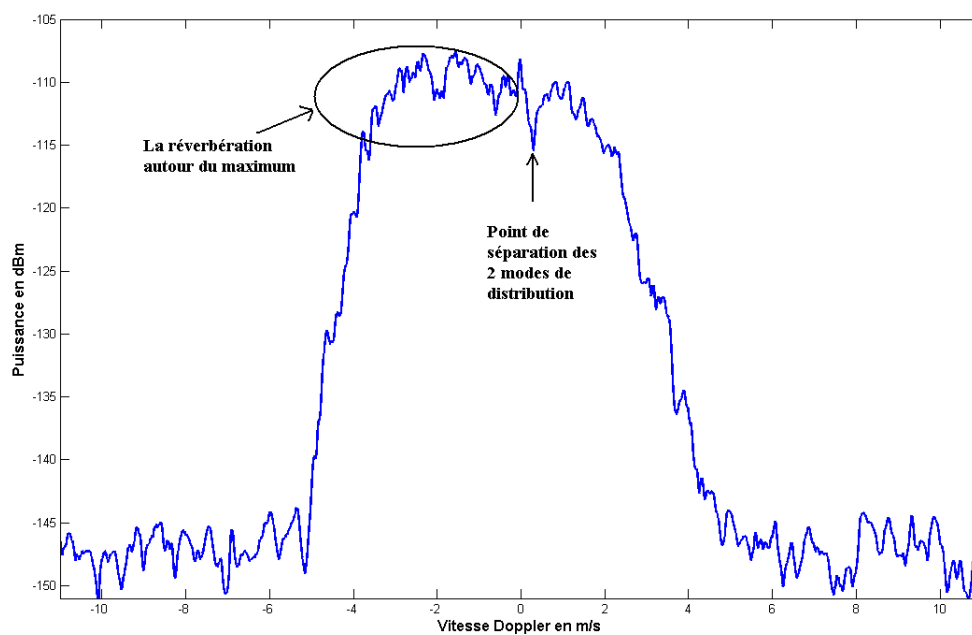


FIGURE 5.16 – Limitation de la méthode de séparation

5.7 Conclusion

Dans ce chapitre nous avons « vérifié » le choix de la représentation des spectres Doppler sous forme d'une fonction gaussienne dans le cas de précipitation et sous forme d'une lorentzienne dans le cas de ciel clair, tout au moins au voisinage du maximum du spectre expérimental. Nous avons alors calculé les moments spectraux qui représentent les paramètres du spectre et nous avons trouvé que dans le cas de précipitation, la différence est faible. Dans le cas de l'air clair, la différence est également faible et peut être considérée comme acceptable en tenant en compte des seuils que nous avons précisés dans ce chapitre.

Dans la 2^{ème} partie de ce chapitre nous avons présenté un cas particulier de spectre où 2 phénomènes physiques auront lieu en même temps : le premier phénomène est la précipitation qui est représenté par un mode de distribution dans la partie négative du spectre (vitesse descendante) avec un élargissement spectral important et dans le même spectre, un autre mode de distribution provenant d'un mouvement supposé turbulent (mouvement convectif par exemple) qui peut être dans la partie négative ou positive du spectre. Enfin nous avons séparé ces deux modes en utilisant les représentations gaussiennes et lorentziennes.

Chapitre 6

CURIE en visée verticale

6.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous allons présenter l'utilisation de CURIE dans la couche limite pour l'étude de la dynamique dans cette couche à partir d'une comparaison de résultats obtenus avec un radar UHF pour la mesure de la vitesse verticale. Nous aborderons ensuite l'estimation des paramètres de la couche limite (la détection de la couche d'inversion et le cycle diurne de celle-ci, l'entraînement convectif au travers de l'inversion et l'estimation du Cn^2).

6.2 Mesures de vitesses verticales (CURIE en visée verticale)

Nous analysons ici une comparaison entre des vitesses verticales estimées par CURIE et celles du radar UHF d'EDF.

6.2.1 Description du radar UHF d'EDF

Le radar UHF, Degreewind PCL1300, est un radar utilisé par EDF pour étudier le profil du vent. Ce radar a été implanté sur le site du SIRTa proche de CURIE, à 80 m et la figure 6.1 nous montre les 2 radar sur le site du SIRTa.



FIGURE 6.1 – Les 2 radar sur le site de SIRTÀ.

Le radar UHF est un radar à cinq panneaux fixes conçu pour des premières mesures à partir de 100 m de hauteur en utilisant la technique DBST (Doppler Beam Swinging Technique) pour la mesure du vent horizontal. Nous allons rappeler cette technique dans la partie sur la mesure du vent horizontal de CURIE. Le radar émet dans le domaine des ondes courtes à la fréquence UHF de 1.238GHz ($\text{longueur d'onde} = 24\text{cm}$). Les cinq antennes planes sont nécessaires pour l'estimation des cinq composantes (1 composante verticale et 4 obliques). Le faisceau vertical est réalisé par le panneau central horizontal. Les quatre autres faisceaux obliques sont réalisés à partir de quatre panneaux obliques inclinés de 17° par rapport à la verticale. Chaque panneau est composé d'un réseau de huit antennes élémentaires. Le radar est entouré d'un grillage destiné à réduire les échos de sol en provenance d'objets fixes aux alentours (arbres et autres). Il détecte la vitesse radiale Doppler moyenne à l'intérieur d'un volume de résolution donné par l'ouverture du faisceau de 8.5° et la résolution verticale de 75 m. La distance ambiguë de ce radar est entre 1500 m et 2000 m. Pour plus d'information sur ce radar voir [Lothon et al., 2002]. Le radar CURIE ne disposait pas encore du positionneur d'antenne lorsque le radar UHF a fonctionné au SIRTÀ et était donc orienté à la verticale, nous n'avons donc pas pu comparer les vitesses horizontales.

Les données de ce radar sont stockées dans des fichiers de 5 minutes mais chaque fichier donne une information sur les dernières 30 minutes de données (une moyenne sur les dernières 30 minutes). En utilisant ces données, nous avons remplacé les données non validées dans certains fichiers par les données des fichiers précédents puisqu'il y a 25 minutes communes entre 2 fichiers consécutifs (moyennes glissantes). Le pourcentage des données validées sera présenté dans le tableau 6.1 par une colonne intitulée «disponibilité des données UHF».

6.2.2 Comparaison entre CURIE et le radar UHF

Une étude comparative entre CURIE et le radar UHF a été effectuée sur 5 jours entre le 24 Mars 2007 et le 31 Mars 2007. Les résultats de la comparaison ont été effectués entre les vitesses verticales après élimination de la tendance moyenne de la vitesse verticale autour d'une heure de mesure.

En effet sur les cinq journées, nous constatons que les deux radar (moyennes sur une heure) ont des vitesses verticales moyennes souvent négatives voisine du m/s . Les moyennes sur une heure varient entre $0.5 m/s$ et $-4.5 m/s$. Par contre la différence entre la vitesse moyenne du radar UHF et celle de CURIE est en général faible voisine de $0.25 m/s$.

Nous n'avons pas pu trouver précisément la cause des cette tendance, mais indépendamment des différences entre les vitesses moyennes des deux radar explicables, les particularités des deux radar et le traitement du signal spécifique à chaque radar, la présence de diffuseurs biologiques comme des insectes qui commencent à être présents à partir de mois d'Avril, peuvent être des premiers éléments d'explication [Campistron, 1975].

Ceci justifie l'analyse des fluctuations de la vitesse verticale attribuable aux mouvements turbulents dans la couche limite [Eymard and Weill, 1982].

Dans le tableau 6.1, nous trouvons le pourcentage de la disponibilité de données du radar UHF, CURIE ayant fonctionné 100% du temps pendant cet épisode. Nous remarquons à partir de ce tableau que l'on dispose de suffisamment de données pour que des statistiques comparées des deux instruments soient effectuées. Le nombre de mesures est le nombre de données disponibles dans 22 heures (mesure chaque 5 minutes).

Date	% Données UHF	Nombre de mesures
24-03-2007	88.16%	233
25-03-2007	72.05%	190
29-03-2007	66.18%	175
30-03-2007	79.69%	210
31-03-2007	75.76%	200

TABLE 6.1 – Disponibilité des données UHF.

Dans le tableau 6.2, nous présentons le coefficient de corrélation qui caractérise la vraisemblance entre les variables et l'écart type de la différence entre les vitesses verticales pour 5 jours et pour différentes altitudes.

Les altitudes choisies sont les altitudes moyennes des portes communes entre les 2 instruments.

Date	85m	110m	156m	185m	230m	270m
24-03-2007 R	0.27	0.32	0.46	0.51	0.40	0.44
σ (m/s)	1.14	1.18	1.09	1.07	0.99	0.99
25-03-2007 R	0.74	0.74	0.66	0.62	0.44	0.44
σ (m/s)	0.49	0.46	0.51	0.51	0.51	0.49
29-03-2007 R	0.68	0.72	0.67	0.79	0.84	0.83
σ (m/s)	0.48	0.49	0.48	0.46	0.48	0.50
30-03-2007 R	0.57	0.52	0.54	0.61	0.57	0.55
σ (m/s)	0.85	1.20	1.13	1.21	1.16	1.04
31-03-2007 R	0.66	0.69	0.66	0.68	0.53	0.44
σ (m/s)	0.49	0.48	0.48	0.50	0.53	0.62

TABLE 6.2 – Les coefficients de corrélations et l'écart type de la différence entre les vitesses verticales de CURIE et du radar UHF.

Nous remarquons une corrélation qui varie entre 0.27 et 0.84. Si nous nous fixons 0.5 comme seuil pour dire que les données sont corrélées, nous pouvons dire qu'il y a une relation entre les vitesses verticales des deux radar avec une cohérence forte sur plusieurs niveaux le 25, 29 et 31 Mars 2007.

Nous constatons que le 24 Mars les niveaux de corrélations sont en moyenne faibles. Cette journée, la situation météorologique était très peu convective après une précipitation. Ceci peut expliquer les faibles niveaux de corrélation.

Pour donner une information globale sur ces 5 jours, une comparaison de toutes les données a été effectuée et les résultats sont affichés dans le tableau 6.3.

	85 m	110 m	156 m	185 m	230 m	270 m
Écart type (m/s)	0.763	0.861	0.816	0.833	0.819	0.791
Coefficient de corrélation	0.50	0.52	0.53	0.58	0.55	0.49

TABLE 6.3 – Écarts type et coefficients de corrélation entre les données de CURIE et celles de radar UHF.

Dans la figure 6.2 nous présentons la variation de la vitesse verticale sans biais en fonction de temps et pour différentes altitudes, en supposant que ce biais est du à des diffuseurs biologiques. Les deux courbes de fluctuations de vitesse sont plus proches que celles des vitesses verticales. En effet, en moyenne, la vitesse verticale sur des temps supérieurs à l'heure devrait être nulle (conservation de la masse).

Dans la figure 6.3, sont présentés les résultats du radar UHF en fonction du radar CURIE, la droite de régression en noir ($y = ax + b$), les valeurs de a et de b (en haut à gauche respectivement) dans l'équation de la droite de régression et de la droite $y = x$ en rouge.

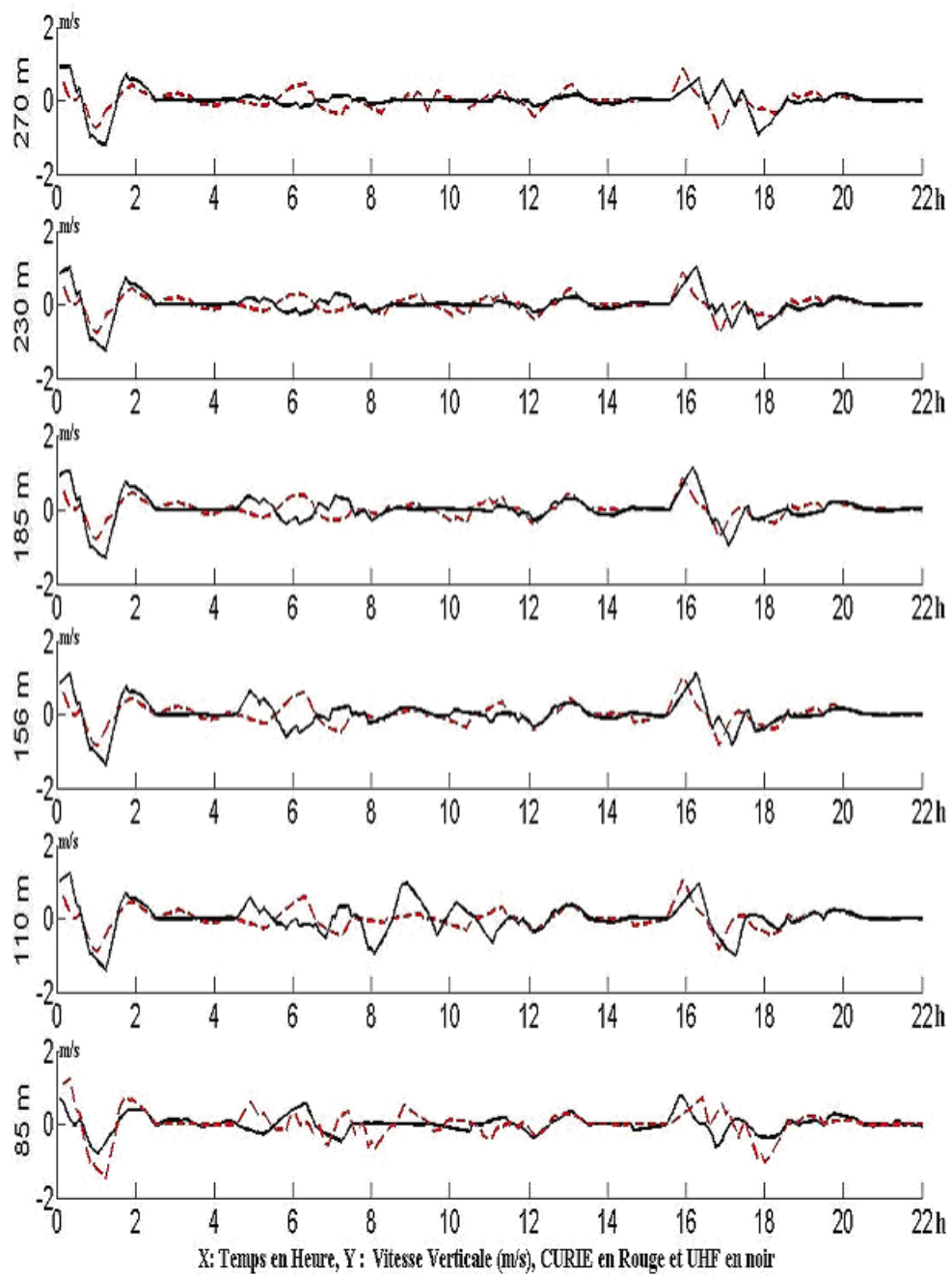


FIGURE 6.2 – Fluctuation des vitesses verticales des deux radar en fonction du temps pour différentes altitudes à la date du 30-3-2007.

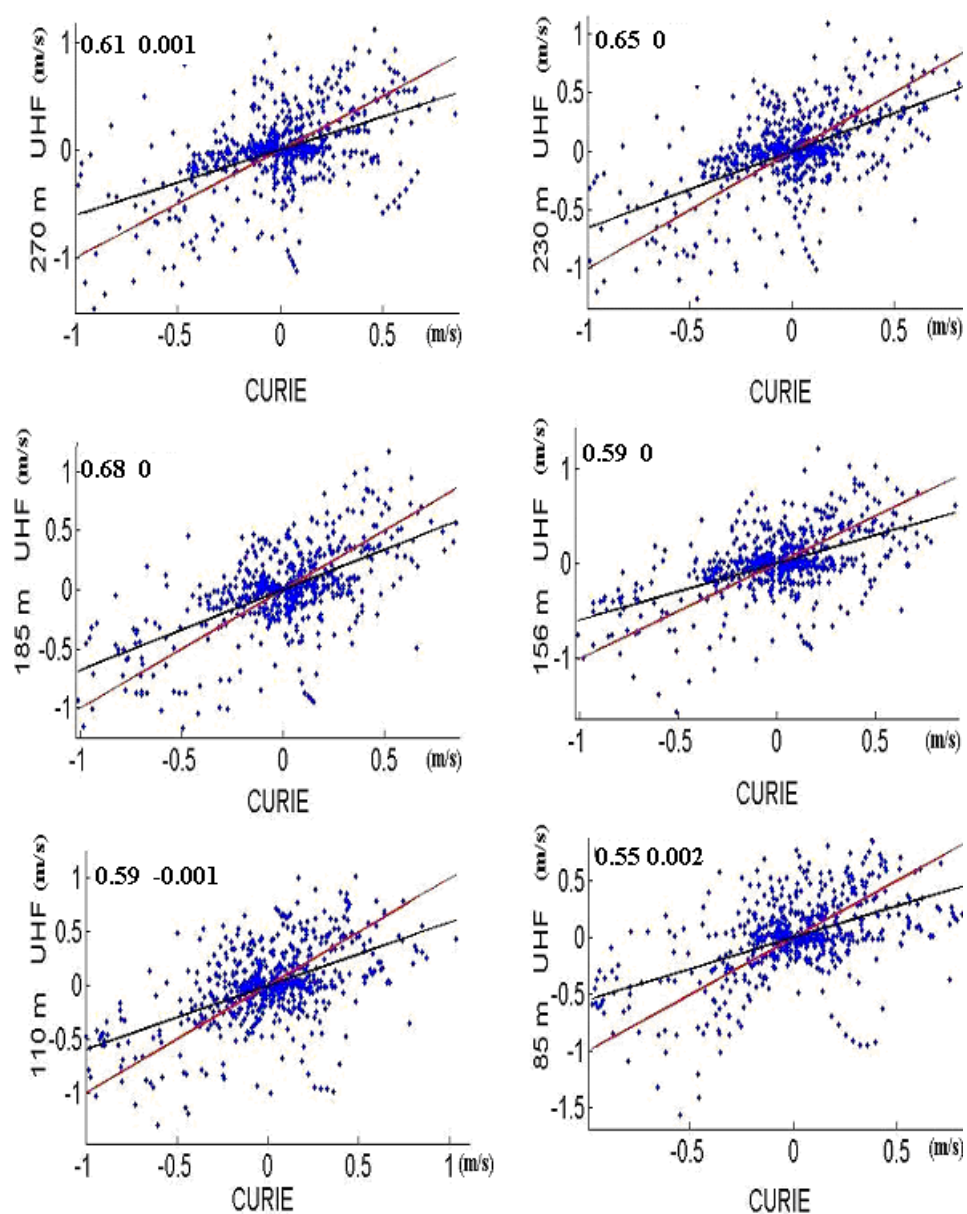


FIGURE 6.3 – Les droites de régression et les fluctuations mesurées par le radar UHF en fonction de celles mesurées par CURIE et la droite $y = x$ en rouge.

6.3 Couche d'inversion et cycle diurne

Dans ce paragraphe nous allons montrer la détection de la hauteur d'inversion et du cycle diurne de celle-ci pendant 3 jours de mesures consécutifs.

Dans les figures suivantes (6.4, 6.5, 6.6 et 6.7), nous allons présenter la variation d'un paramètre qui dépend de la puissance du signal reçu P_r (dBm), du niveau de bruit S_n (dBm) et de l'écart type σ (m/s) de la vitesse radiale. L'expression de ce paramètre est :

$$Paramètre = \frac{P_r}{S_n} \sigma \text{ (m/s)} \quad (6.1)$$

En effet, la variation de l'écart type en fonction du temps et en altitude nous donne une information sur le cisaillement du vent et la puissance reçue nous donne une information sur l'intensité du mouvement qui aura lieu. Le niveau de bruit est juste pour « normaliser » ce paramètre. Nous pouvons dire aussi que P_r (la réflectivité) a une valeur maximale au niveau de l'inversion puis décroît et σ (l'écart type ou la dynamique du vent) est reliée au variance de vitesse caractéristique du gradient de vitesse et de la turbulence au niveau de l'inversion.

Ce paramètre est utilisé uniquement pour mieux visualiser la transition de réflectivité au voisinage de l'inversion de température. Nous avons ainsi un paramètre qui représente mieux les mouvements atmosphériques au niveau de la couche d'inversion.

Dans la figure 6.4, c'est la variation du paramètre en fonction de l'altitude pour une journée complète de mesure, nous remarquons que pendant la nuit nous ne distinguons rien de remarquable d'autant que la couche d'inversion se situe généralement dans les très basses couches, puis vers 9h, des mouvement convectifs s'intensifient. Vers 20h la limite de mouvement commence à décroître. Le niveau de l'inversion à 11h30 pour cette journée est à 1400 m d'altitude selon les mesures de Radiosondage. A partir de CURIE, nous ne pouvons pas le distinguer, car il est plus grand que la distance ambiguë du radar. Par contre vers 9h nous pouvons remarquer un changement de module de ce paramètre qui varie en altitude et dans le temps et représentant l'évolution de l'altitude de la couche limite comme nous pouvons la distinguer avec un Sodar [Weill et al., 1978] et [Weill et al., 1980].

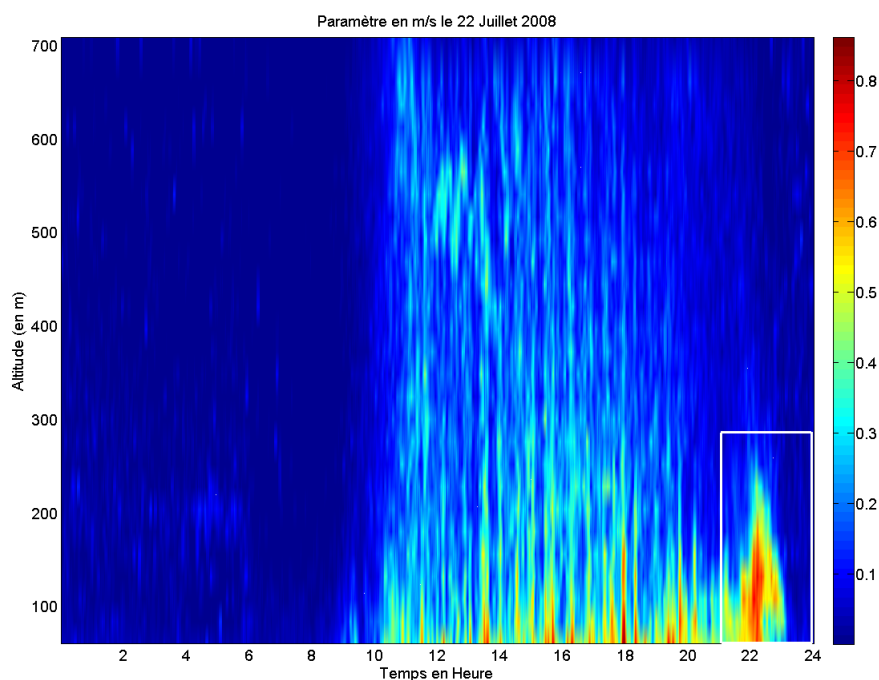


FIGURE 6.4 – Variation du paramètre permet de détecter l'inversion en fonction d'altitude le 22 Juillet 2008.

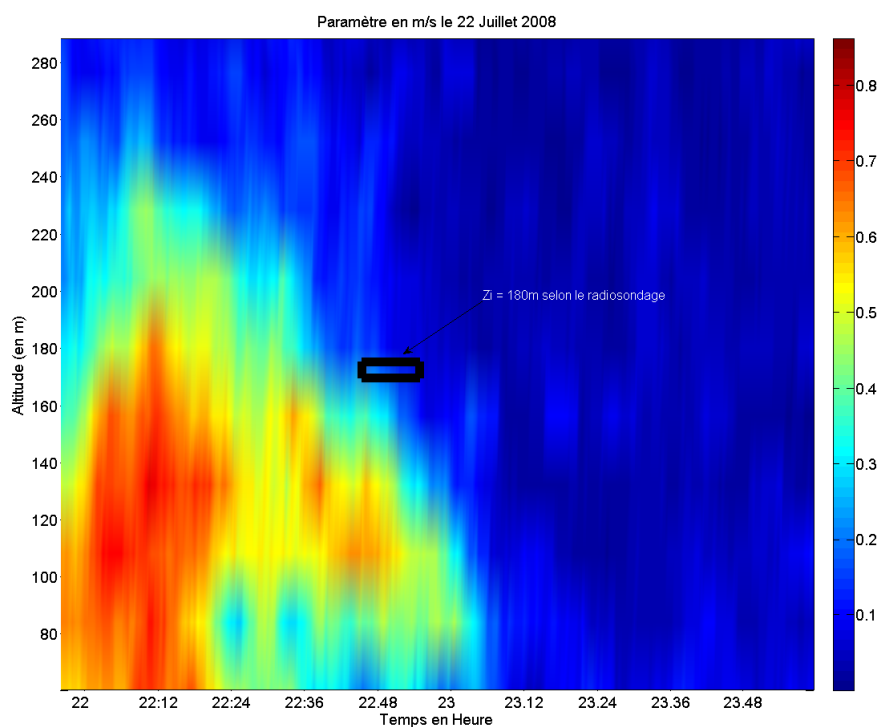


FIGURE 6.5 – Un « Zoom » de la variation du paramètre caractérisant la limite de l'inversion le 22 Juillet 2008 et comparaison avec l'inversion détectée par le radiosondage.

La figure 6.5 est un “zoom” du rectangle en blanc dans la figure précédente, qui est utilisé pour comparer avec l’altitude de l’inversion le soir en relation avec le radiosondage vers 22h40. Le radiosondage indique une altitude de 180 *m*. Nous remarquons que la transition vers 22h40 est proche de cette altitude.

Dans les figures 6.6 et 6.7, nous remarquons les cycles diurnes pour les journées de 23 et 24 Juillet 2008. L’altitude de l’inversion détectée par le radiosondage le 23 Juillet à 11h est de 1290 *m* et de 190 *m* à 23h. Pour le 24 Juillet à 11h, l’altitude est de 1440 *m* et de 235 *m* à 23h40. Les altitudes à 23h sont également observées par les données du radar CURIE.

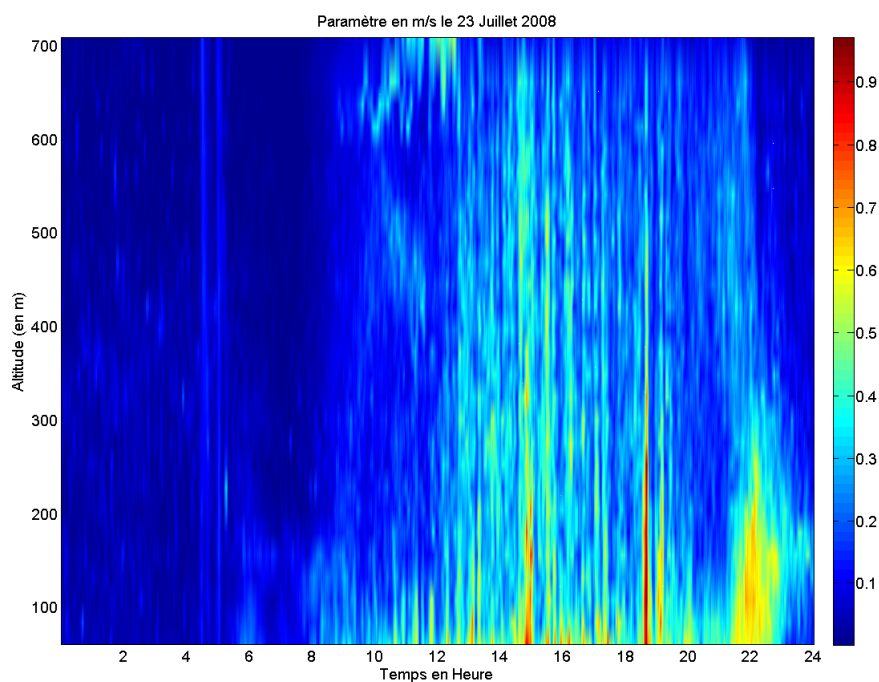


FIGURE 6.6 – Variation du paramètre caractérisant la transition liée à la couche d’inversion en fonction de l’altitude le 23 Juillet 2008.

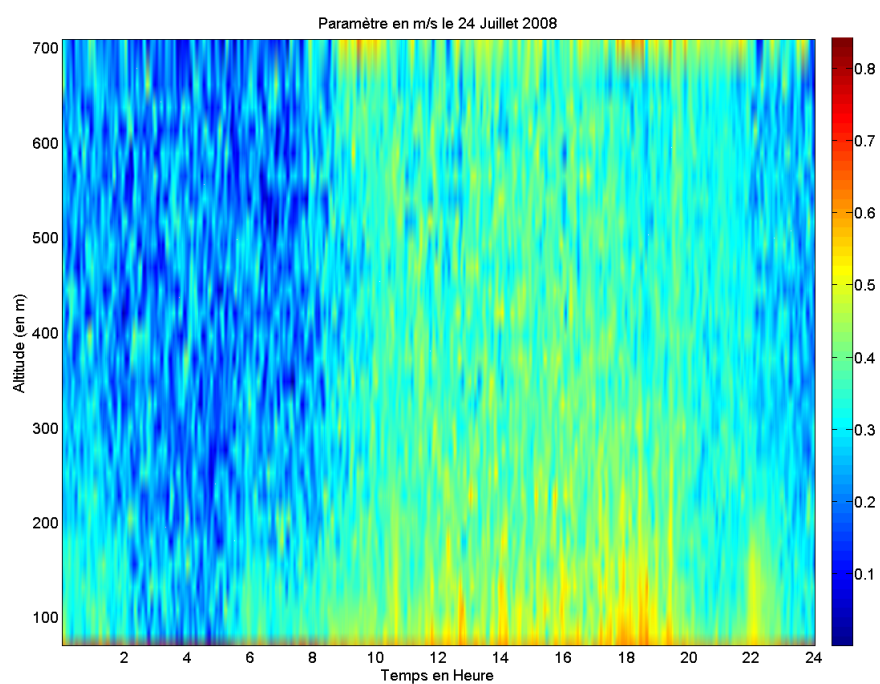


FIGURE 6.7 – Variation du paramètre caractérisant la transition de la couche d'inversion en fonction de l'altitude le 24 Juillet 2008.

6.4 Détermination de flux d'entraînement à travers la couche d'inversion

L'évolution de la couche limite est déterminée par la dynamique de l'échange à travers les couches d'inversion et est liée aux flux d'entraînement qui mélangent l'air surmontant la couche d'inversion et celui de la couche limite.

Le flux d'entraînement est lié à l'énergie cinétique verticale au travers de la couche d'inversion, principalement associé à des effets de flottabilité, voir [Ball, 1960], cité par [Tennekes, 1973]. Ce concept a été utilisé avec le Sodar, voir [Dubosclard, 1980], [Fairall, 1984] et [Weill and Lehmann, 1990]. Une estimation du flux d'entraînement Q_i a été proposée :

$$Q_i = -A \frac{\sigma_w^3}{Z_i} \quad (6.2)$$

Avec A voisin de 1.4, voir [Weill et al., 1980], (ici nous avons utilisé cette valeur a priori) et Z_i la hauteur de l'inversion déterminée à partir du critère radar en air clair (le critère est la variation maximal du paramètre de la partie 6.3 en fonction de l'altitude).

La variation de la vitesse verticale à travers la couche d'inversion doit prendre en compte le cisaillement du vent au travers de l'inversion et la flottabilité liée à des flux de chaleur négatifs durant l'érosion de la couche d'inversion. Comme le cisaillement du vent n'a pas été estimé, nous ne pouvons pas transformer l'estimation d'entraînement par un flux d'entraînement. Par conséquent, l'estimation d'entraînement ne peut pas être réduite au flux de chaleur sensible virtuel puisque généralement un cisaillement du vent existe dans la couche d'inversion et l'entraînement, qui est estimé ici, est donc l'entraînement "équivalent" qui peut se produire en l'absence de cisaillement du vent au niveau de l'inversion. En cas de couverture nuageuse, nous devons remarquer que la température virtuelle est utilisée en raison d'entraînement d'air humide à travers la couche limite. Ce mécanisme est responsable de la formation des nuages, voir [Mathieu et al., 2004].

La figure 6.8 montre les estimations de l'"équivalent" au flux d'entraînement à partir de l'expression du flux d'entraînement juste avant une précipitation, le 8 Juin 2009 au SIRTa. Bien entendu, ces premières estimations des flux d'entraînement doivent être validées et comparées à la paramétrisation de l'évolution de l'inversion avec des mécanismes différents, comme le suggère [Mathieu et al., 2004] à partir du nombre de Richardson.

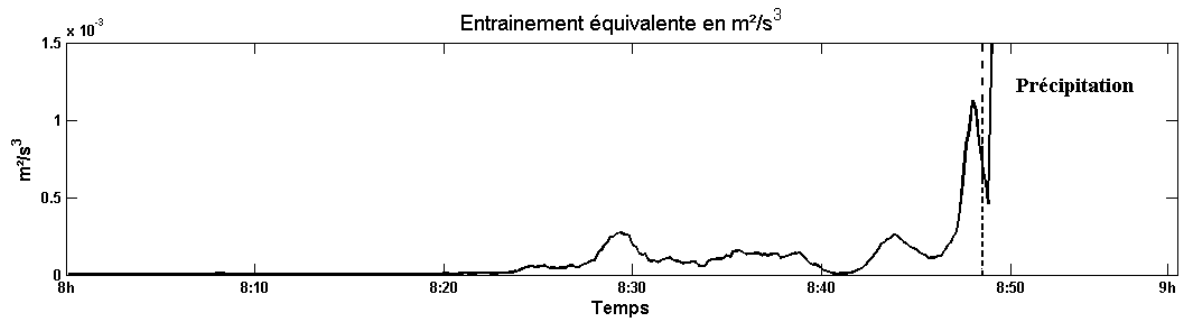


FIGURE 6.8 – Variation d’entraînement « équivalente » Q_i pendant 2 heures avant la pluie. Le 8 Juin 2009 au SIRTa.

Un autre exemple pour le calcul d’entraînement “équivalent” est présenté dans la figure 6.9. Ici nous présentons la variation d’entraînement avant et pendant une période de convection le 22 Juillet 2008. A partir de 9h, nous remarquons une grande perturbation qui a comme origine les mouvements convectifs.

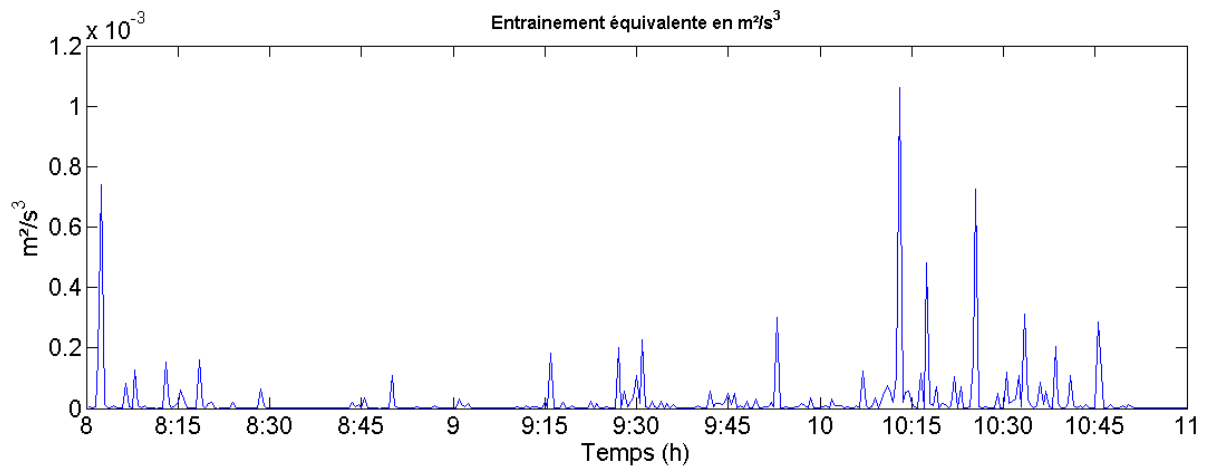


FIGURE 6.9 – Variation d’entraînement « équivalent » Q_i pendant 3 heures, le 22 Juillet 2008 au SIRTa.

Les comparaisons avec les flux de surface doivent également être effectuées. En outre, les composantes des flottabilités sèches et humides, dues respectivement à des flux de chaleur sensible et latente doivent être pris en compte.

Notons que ces 2 figures représentent une quantité qui est censée être proportionnelle à l’entraînement et la constante ‘ A ’ doit être déterminée avec précision, en réalisant des différentes expériences au cours de laquelle la hauteur de la couche stable, le profil virtuel de la température potentielle, le flux de cisaillement du vent et l’entraînement doivent être déterminés.

Ces observations ne sont pas nouvelles et ont déjà été observées avec un Sodar, voir [Dubosclard, 1980], et c’est la première cas d’étude en avec des données réelles provenant d’un radar.

Ces phénomènes se produisent souvent en présence d'ondes de gravité et d'oscillations associées avec les couches d'inversion, voir [Eymard and Weill, 1979] et [Weill et al., 1987].

6.5 Calcul de Cn^2

La fonction de structure de l'indice de réfraction Cn^2 est un paramètre caractéristique de petite échelle dans la couche limite atmosphérique, voir [Gjessing et al., 1973]. C'est une mesure du carré moyen d'incrémentes des fluctuations de l'indice de réfraction dans le domaine inertiel.

Nous rappelons que le radar est un instrument de mesure basé sur le principe de réflexion et réfraction des ondes, il utilise des ondes électromagnétiques. La réponse du radar est un paramètre qui s'appelle la réflectivité du radar. A partir de ce paramètre, nous pouvons calculer le vecteur vitesse du vent si le radar est Doppler, c'est-à-dire les 3 composantes de la vitesse U, V et W à des différentes altitudes. Nous pouvons alors estimer un profil de cette vitesse. De plus, le radar peut être utilisé pour calculer les paramètres de précipitation (taux de précipitations et autres). Enfin le radar dit radar air clair peut aussi servir à estimer les variations de l'indice de réfraction de l'air.

En partant des paramètres du radar, nous pouvons estimer (par paramétrisation) les différents flux (flux de chaleur, flux d'humidité, ...), la température potentielle, l'humidité relative et absolue et l'indice de réfraction du milieu qui est sous la forme :

$$N = (n - 1) \cdot 10^6 = (77.6/T) \cdot (p + 4810 \cdot e/T) \quad (6.3)$$

Avec e est la pression partielle de vapeur d'eau.

L'étude de la diffusion des ondes électromagnétique par le milieu a été étudiée par [Tatarski, 1961], il a défini la densité spectrale de l'indice de réfraction par la fonction $\phi_n(\vec{k})$, tel que \vec{k} est le vecteur nombre d'onde, qui est en fait la transformée de Fourier de la fonction d'autocorrelation de l'indice de réfraction $R_n(t_1, t_2) = \overline{N'(t_1)N'(t_2)}$. Tatarskii a aussi montré que la réflectivité du radar $\eta(\vec{k})$ est liée aux fluctuations aléatoires de l'indice de réfraction par :

$$\eta(\vec{k}) = \frac{\pi^2}{5} k^4 \phi_n(\vec{k}) \quad (6.4)$$

La réflectivité du radar est un paramètre calculé à partir de l'équation du radar.

Dans le cas d'une turbulence isotrope, la réflectivité du radar sera d'après [Ottersten, 1969] :

$$\eta(\vec{k}) = -\frac{\pi}{5} k^3 \frac{d(S_n(\vec{k}))}{dk} \quad (6.5)$$

Et si nous remplaçons l'expression de $S_n(\vec{k})$ et par $2\pi/\lambda$ dans cette équation nous obtenons :

$$\eta(\lambda) = 0.38 C_n^2 \lambda^{-1/3} \quad (6.6)$$

C'est l'équation qui relie la réflectivité du radar avec le paramètre de l'indice de réfraction, paramètre essentiel dans l'étude de la turbulence. Pour appliquer cette expression il faut que la diffusion de Bragg [Monin, 1962] s'applique et que la demi-longueur d'onde $\lambda/2$ du radar appartienne au domaine inertiel.

Dans la suite, nous allons calculer un Cn^2 « apparent » car CURIE n'est pas étalonné en Cn^2 , mais en tenant compte de l'équation du radar, l'analyse de données et le gain d'antenne, l'erreur sur la réflectivité de CURIE est inférieure à 3 dB. L'ordre de grandeur du Cn^2 « apparent » est plus grand que $10^{-16} m^{-2/3}$ qui représente le seuil minimal pour mesurer la turbulence à l'aide de CURIE.

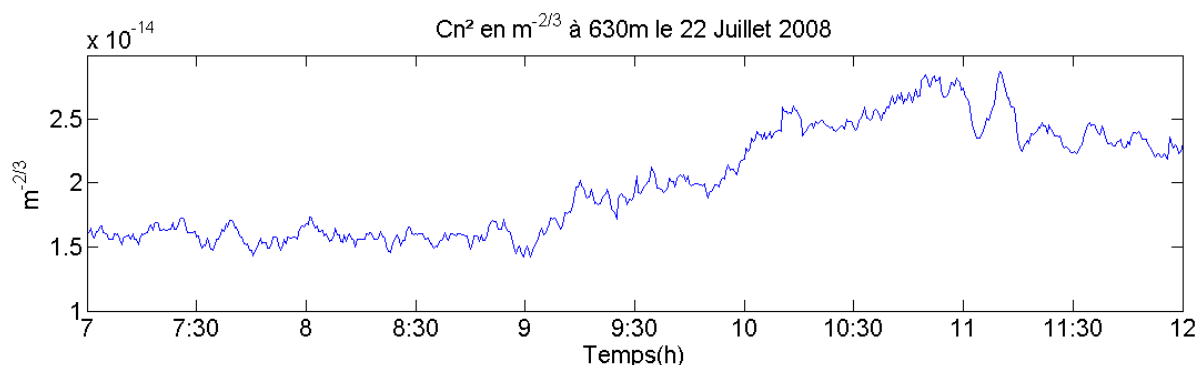


FIGURE 6.10 – Variation de Cn^2 pendant 5 heures à 630 m. Le 22 Juillet 2008 au SIRTa.

Dans la figure 6.10, nous avons présenté la variation du Cn^2 en fonction du temps pour 5h de mesure le 22 Juillet 2008. Nous remarquons qu'à partir de 9h où les mouvements convectifs commencent à être importants et pour une altitude fixe les valeurs de Cn^2 croissent d'une façon remarquable. Ce paramètre est relié de fait, aux flux d'humidité et de température et nous informe sur l'évolution des paramètres thermodynamiques et hydriques de la couche limite.

En comparant les résultats de CURIE (mesure de Cn^2) aux estimations de Cn^2 par le Radiosondage de Trappes (à 18 km de CURIE), nous avons trouvé un facteur moyen de 2, voir plus, entre ces 2 estimations :

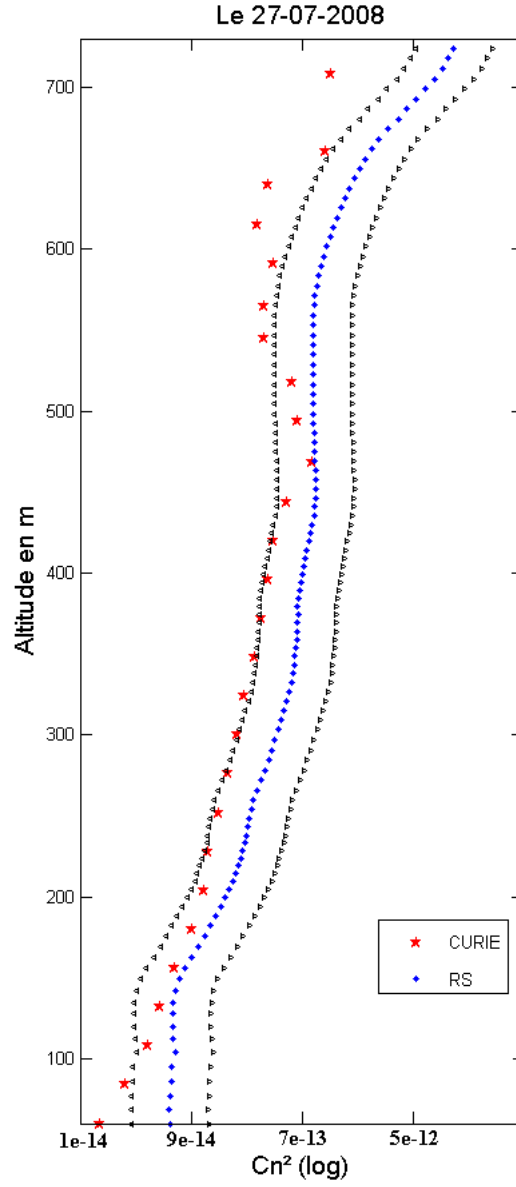


FIGURE 6.11 – Calcul de Cn^2 à partir du CURIE et du RS.

Ce type de comparaison (entre un radar et un Radiosondage) a été déjà effectué, comme par exemple [Rao et al., 2001] qui ont trouvé des bons résultats mais cette comparaison ne peut pas être utilisée pour étalonner le radar et nous pouvons la considérer comme qualitative.

En effet d'après [Tatarski, 1971] :

$$Cn^2 = a^2 A L_0^{4/3} M^2 \quad (6.7)$$

a^2 étant une constante sans dimension, en général égale à 2.8 mais avec une incertitude de 25% et :

$$A = \frac{K}{K_m(1 - R_i)} \quad (6.8)$$

A est une fonction qui dépend du rapport entre le coefficient de diffusion de l'indice radioélectrique K , coefficient de diffusion turbulente de quantité de mouvement K_m et R_i est le nombre de Richardson. A est censé être proche de 1 mais seulement dans la couche de surface qui est de faible épaisseur. Nous avons une incertitude de 50% dans le calcul de A en raison de la difficulté dans le calcul du nombre de Richardson avec précision.

L_0 est l'échelle externe de la turbulence et peut être paramétrée comme une fonction de la vitesse moyenne locale, de l'altitude de l'observation et de la stabilité. L'incertitude sur L_0 peut être grande car le pic spectral relatif à l'échelle externe correspondant à l'initiation de la cascade de la turbulence est souvent large, voir [Hanna, 1968].

M dépend de la température potentielle, de l'humidité, de la pression, de la variation de la température potentielle et aussi de la variation de l'humidité. L'incertitude sur M peut être grande et des incertitudes supérieures à 100% sont attendues, notamment en raison du calcul du gradient vertical.

Il est important de remarquer aussi que la paramétrisation utilisée pour calculer les coefficients est seulement valable dans la couche de surface, en utilisant la longueur de Monin-Obukhov, voir [Businger et al., 1971] et [Stull, 1988].

Cela montre que si la sensibilité de CURIE est celle attendue et les mesures de puissances évaluées à 3 dB près, des comparaisons systématiques dans différentes conditions, avec des estimations indépendantes de Cn^2 , demeurent fondamentales pour comprendre si la réponse de la turbulence correspond bien aux niveaux de turbulence inertielle.

En effet, les radiosondages ne sont pas adaptés pour calculer le Cn^2 . Une méthode serait toutefois à développer qui consisterait à estimer le Cn^2 à partir d'incrémentes spatio-temporels des radiosondages à condition que les mesures de ces incréments répondent à la turbulence atmosphérique.

Des comparaisons systématiques avec d'autres radar en air clair comme l'ont effectué [Lothon et al., 2002] donnerait une bonne indication sur la validité et la représentativité Cn^2 , mais la meilleure méthode serait l'utilisation de comparaisons systématiques des mesures de Cn^2 utilisant des mesures aéroportées ou ballon captif à base d'un réfractomètre à micro-ondes, voir [Gjessing et al., 1973].

Une perspective intéressante pour l'étalonnage de CURIE, serait à l'aide d'un simulateur radar pour une couche limite virtuelle, voir [Scipion et al., 2008] en utilisant le LES (Large Eddy Simulation). Cela justifierait :

- De procéder à des expériences sur la couche limite atmosphérique afin de calculer les paramètres externes par un modèle forcé.

- D'intégrer un signal typique de CURIE (en tenant compte de tous les processus et les paramètres du radar) dans les LES et de calculer comme paramètres de sortie des paramètres spécifique des couches limites observées par CURIE.
- De comparer les paramètres de sortie comme le Cn^2 pour la validation.

6.6 Conclusion

En conclusion de ce chapitre, nous pouvons dire que les comparaisons avec le radar UHF donnent confiance aux mesures des fluctuations des vitesses turbulentes issues de ces deux instruments de télédétection.

Nous avons abordés dans ce chapitre des estimations d'entraînement au niveau des inversions radiatives détectées à partir d'un paramètre que nous avons développé permettant de détecter la transition de ces inversions radiatives.

Bien que les paramètres d'entraînement estimés n'aient pas un caractère définitif, ils permettent d'initier des études de couche limite et d'analyse de leur érosion en particulier lors de transitions nuageuses.

Concernant la mesure des fonctions de structure des fluctuations de l'indice Cn^2 , les comparaisons avec les paramétrisations utilisées avec les radiosondages ne sont pas convaincantes. Nous pouvons les expliquer aisément car ces paramétrisations sont incertaines surtout lorsqu'elles sont utilisées au-dessus de la couche de surface. De plus, le calcul des gradients est une source d'erreur importante.

Nous nous proposons donc de nous contenter des valeurs de Cn^2 issues des données du radar et de mettre en place des techniques d'étalonnage à partir de mesure du Cn^2 sur ballon captif ou en comparant avec les Cn^2 mesurés par d'autres radar ciel clair.

Chapitre 7

Utilisation de CURIE en “mode multipointage d’antenne” pour la mesure du vent horizontal

7.1 Introduction

Dans ce chapitre nous allons décrire l’utilisation de CURIE en mode multipointage d’antenne, c’est-à-dire dans le cas où l’antenne change d’angle en azimuth et en élévation afin de calculer les différentes composantes de la vitesse du vent et du vent horizontal moyen. Ce chapitre est donc consacré à la mesure du vent horizontal. Nous y présenterons des comparaisons avec d’autres instruments de mesure utilisant la télédétection afin de mieux évaluer les résultats des mesures de CURIE.

La démarche suivie dans ce chapitre est la suivante :

Nous allons présenter le scénario de mesure du vent horizontal par CURIE et les méthodes de traitement et d’analyse de données des différentes composantes du vent. Nous détaillerons la méthode DBST.

Enfin, les résultats et les comparaisons qui ont été effectuées avec plusieurs instruments (Sodar, Lidar, radiosondage, station météorologique et anémomètre sonique) seront étudiés. Dans la première partie, des comparaisons sur une journée sont examinées et dans la 2^{ème} partie, des études de cas, plus des éléments statistiques sur plusieurs journées mettent en évidence la corrélation et/ou les différences entre les mesures des divers instruments. En conclusion nous analyserons les enseignements de ces comparaisons.

7.2 Méthodes utilisées : Scénario de mesure

A l'aide d'un positionneur, l'antenne du radar CURIE peut prendre différentes directions de visée. Plusieurs scénarios de mesure commandant le positionneur ont été définis. Nous allons étudier ici la version à 3 positions : la 1^{ère} en visée verticale avec un angle d'élévation ϑ_1 est proche de 0° et un angle d'azimut est φ_1 . La 2^{ème} en visée vers l'Ouest avec un angle d'élévation $\vartheta_2 = 15^\circ$ et un angle d'azimut φ_2 . Enfin la 3^{ème} en visée vers le sud avec un angle d'élévation $\vartheta_3 = 15^\circ$ et un angle d'azimut φ_3 .

Pour les données de CURIE, nous présentons les résultats de l'utilisation du radar en mode multipointage qui a été mis en place au début de l'été 2009.

7.3 Méthode de mesure des composantes du vent, la technique DBST

Cette méthode de mesure du vent horizontal par changement de la position d'une antenne est très ancienne et utilisée sur les radar et les Sodar par le passé ([Chong, 1976], [Balsley and Gage, 1980], [Gage et al., 1989], [Röttger, 1984] et [Mastrantonio and Argentini, 1997]).

La technique DBST consiste à calculer les composantes de la vitesse à partir des vitesses radiales dans différentes positions, en choisissant des orientations les plus astucieuses et les plus rapides afin de s'approcher de l'homogénéité et de la stationnarité du vent moyen au cours de l'excursion des différentes positions de l'antenne. [Röttger and Larsen, 1990] décrivent en détail cette technique.

La figure 7.1 nous montre la géométrie la plus générale pour un vecteur vent \vec{V} , de la vitesse horizontale et des différents axes et composantes ainsi que les angles d'azimut et d'élévation des antennes.

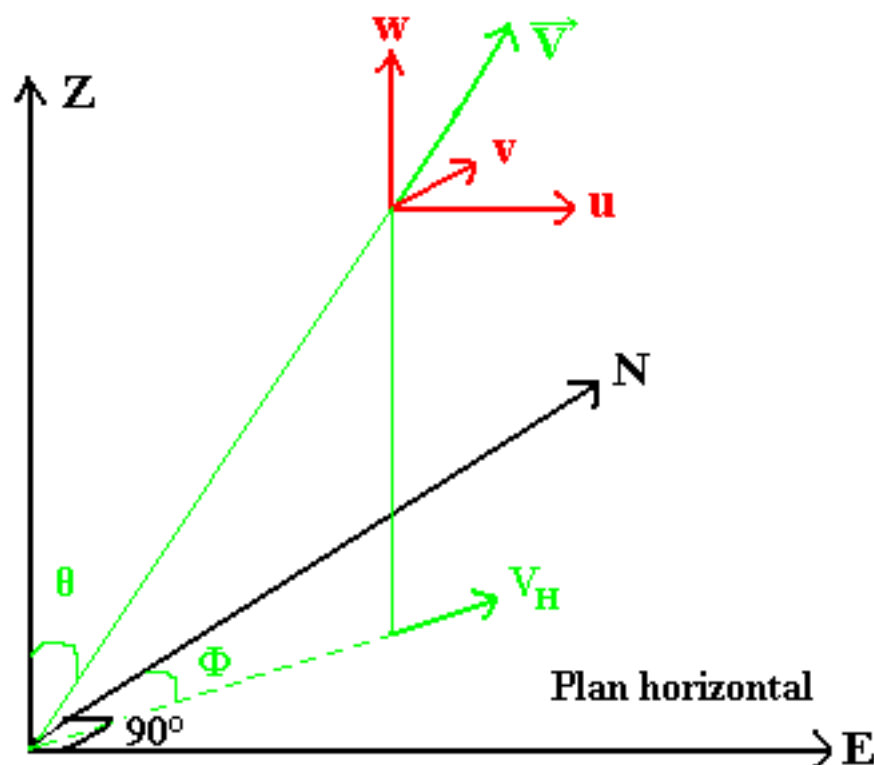


FIGURE 7.1 – Repère pour représenter la vitesse radiale avec toutes ses composantes suivant les différents axes.

Explication de la figure 7.1 : dans cette figure, la vitesse \vec{V} est un vecteur vent dans l'espace qui fait un angle θ avec l'axe vertical, et présentant un angle de ϕ par rapport à la direction Nord. En prenant la composante horizontale du vecteur vent, nous obtenons le vecteur horizontal \vec{V}_H (qui, à son tour, peut être décomposé sur l'axe de la direction Nord et sur l'axe de la direction Est).

La vitesse radiale pour chaque position est la projection du vecteur vent \vec{V} selon les directions de l'antenne, elle s'exprime sous la forme suivante :

$$V_R(\theta, \phi) = u \sin\theta \sin\phi + v \sin\theta \cos\phi + w \cos\theta \quad (7.1)$$

Avec u , v et w les composantes Est, Nord et Verticale de la vitesse respectivement.

Pour CURIE, le radar reste presque 30 secondes dans chaque position et il faut également 30 secondes en moyenne pour que le radar se déplace d'une position à une autre.

Le nombre de mesures dans chaque position dépend du mode utilisé, voir Annexe B, et du nombre d'intégrations cohérentes.

Pour certains radar, la géométrie permet d'obtenir successivement les composantes Nord et Sud et de même

Est et Ouest à partir de 5 positions. Pour trouver les composantes de la vitesse u , v et w , 3 positions sont suffisantes. Toutefois, dans le cas de 5 positions, les 2 positions opposées donnent a priori la même valeur de vitesse mais avec un signe contraire. Ainsi pour trouver les composantes de la vitesse, nous pouvons prendre la moyenne entre 2 mesures opposées (en tenant compte du signe) à condition que les composantes de signes opposés soient de même amplitude (homogénéité dans le temps et l'espace).

Le mode à cinq positions est programmable dans les « scénarios » CURIE. Nous avons préféré le mode à 3 composantes qui est plus rapide et donc est plus conforme à une homogénéité - stationnarité du vent horizontal dans le volume d'observation des trois antennes.

Dans notre cas, CURIE se déplace entre 3 positions : Verticale, Est, Nord. En moyennant la vitesse radiale dans chaque position, nous obtenons alors 3 vitesses radiales chaque 3 minutes (30 secondes dans chaque position et 30 secondes pour chaque déplacement).

Un filtre médian est appliqué sur les vitesses dans chaque position afin de pondérer le poids de données aberrantes occupant des valeurs extrêmes et pouvant subsister après traitement. Une moyenne glissante sur 3 portes est ensuite appliquée afin de comparer la vitesse horizontale estimée par CURIE à celles estimées par les autres instruments (Sodar, Lidar) sur le site du SIRTa.

Le mode de traitement a dû tenir compte de différences de positions d'antenne pouvant se produire entre la consigne et la position effective de l'antenne entre 2 pointages censés être identiques.

A partir de ces 3 vitesses radiales, nous avons alors ce système :

$$\begin{cases} V_{R1}(\theta_1, \phi_1) = u \sin\theta_1 \sin\phi_1 + v \sin\theta_1 \cos\phi_1 + w \cos\theta_1 \\ V_{R2}(\theta_2, \phi_2) = u \sin\theta_2 \sin\phi_2 + v \sin\theta_2 \cos\phi_2 + w \cos\theta_2 \\ V_{R3}(\theta_3, \phi_3) = u \sin\theta_3 \sin\phi_3 + v \sin\theta_3 \cos\phi_3 + w \cos\theta_3 \end{cases} \quad (7.2)$$

Nous pouvons écrire ce système d'une autre façon :

$$\begin{pmatrix} V_{R1} \\ V_{R2} \\ V_{R3} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sin\theta_1 \sin\phi_1 & \sin\theta_1 \cos\phi_1 & \cos\theta_1 \\ \sin\theta_2 \sin\phi_2 & \sin\theta_2 \cos\phi_2 & \cos\theta_2 \\ \sin\theta_3 \sin\phi_3 & \sin\theta_3 \cos\phi_3 & \cos\theta_3 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u \\ v \\ w \end{pmatrix} \quad (7.3)$$

Ou

$$\begin{pmatrix} u \\ v \\ w \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sin\theta_1 \sin\phi_1 & \sin\theta_1 \cos\phi_1 & \cos\theta_1 \\ \sin\theta_2 \sin\phi_2 & \sin\theta_2 \cos\phi_2 & \cos\theta_2 \\ \sin\theta_3 \sin\phi_3 & \sin\theta_3 \cos\phi_3 & \cos\theta_3 \end{pmatrix}^{-1} \begin{pmatrix} V_{R1} \\ V_{R2} \\ V_{R3} \end{pmatrix} \quad (7.4)$$

Le calcul des composantes de vitesse est alors immédiat.

Afin de comparer ces vitesses avec les autres instruments, une moyenne sur 5 séquences consécutives ($5.3\text{minutes} = 15\text{minutes}$) a été appliquée.

Nous rappelons dans ce chapitre le traitement et l'analyse qui ont été effectués afin d'avoir des mesures de vent horizontal ‘triées’ :

1. Elimination des spectres trop bruités.
2. Filtrage et lissage des spectres.
3. Elimination d'écho de sol.
4. A ce stade, il faut identifier les spectres hors précipitations. Le traitement a été détaillé dans les chapitres sur les mesures de précipitation et mesures en ciel clair. La distinction entre les différents types de spectres se fait à partir d'une comparaison du niveau spectral moyen à partir d'un seuil bien déterminé. Dans notre cas ce seuil est de 8 dB au dessus de la moyenne.
5. Comme indiqué la figure 7.2, dans le cas de l'air clair, nous avons détecté le maximum du spectre, puis nous avons choisi un intervalle du spectre centré sur ce maximum et considéré un certain nombre de points au dessus d'un seuil calculé. Sur la figure 7.2, les deux bornes de l'intervalle sont indiquées par le début et la fin du signal

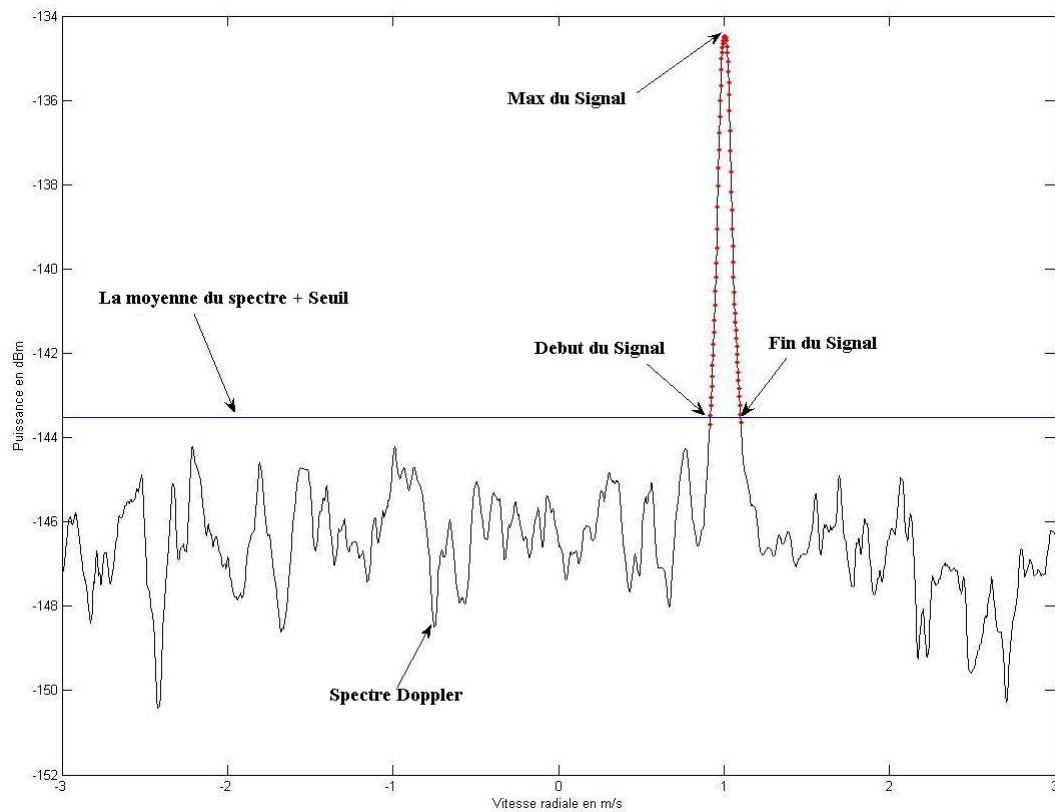


FIGURE 7.2 – Représentation du spectre Doppler avec le seuil de détection de signal pour le calcul des moments.

6. Enfin nous avons calculé les moments (d'ordre 0, 1 et 2) représentant la puissance, la vitesse et la variance de la vitesse respectivement.

Ainsi, après le calcul des moments, nous avons précisé la position de chaque mesure, le mode utilisé, le nombre d'intégrations cohérentes, le gain et l'atténuation. L'intérêt de cette étape est de pouvoir appliquer un calcul automatique et fiable pour les différents modes utilisés. Enfin nous appliquons la méthode de DBST afin d'estimer les différentes composantes de la vitesse.

7.4 Résultats et comparaisons

La comparaison porte sur le module et la direction de la vitesse horizontale entre CURIE et :

1. Le Sodar de CERE (Centre d'Enseignement et de Recherche en Environnement Atmosphérique), laboratoire d'EDF, est un Sodar Remtech PA2 émettant 5 fréquences autour de 2200 Hz avec une

puissance acoustique effective de l'ordre de 10 W . Ce Sodar donne des résultats moyennés sur 20 minutes entre 50 m et 600 m . Les données à 50 m sont interpolées à partir des données qui sont à 100 m . Ceci pose un problème de validité physique du signal à 50 m . Par ailleurs, une interpolation logarithmique est sans doute appropriée, mais peut poser problème si la couche limite dans les basses couches est mélangée en vent.

2. Le Lidar (WLS7) développé par LEOSPHERE, est un Lidar à effet Doppler donnant une mesure des 3 composantes du vent chaque 10 minutes pour 10 altitudes différentes. Dans notre cas, les altitudes sont entre 40 m et 300 m .
3. L'anémomètre sonique est à 30 m sur le mat du SIRTÀ, c'est un CSAT3, développé par Campbell Scientific, qui mesure la vitesse du vent sur des pas acoustiques de 10 cm en vertical et de 5.8 cm horizontalement. Ce 'sonique' donne une mesure moyenne chaque 10 minutes.
4. Une station Météorologique de surface au SIRTÀ (mesure du vent à 10 m) développé par Campbell Scientific fournit les différentes composantes du vent ainsi que d'autres mesures météorologiques. Les mesures sont effectuées chaque minute.
5. Le radiosondage de Trappes à 18 km de SIRTÀ, fournit 2 mesures par jour, une vers 11h30 et une autre vers 23h30, jusqu'à 30000 m d'altitude. Des précautions sont évidemment à prendre car les radiosondages sont éloignés du SIRTÀ et les effets des basses couches sont a priori différents, ce qui justifierait des différences pour les mesures dans les basses couches.

Remarque : Le Radar UHF n'était pas présent sur le site pendant cette période de comparaison.

Plusieurs journées ont été étudiées. La figure 7.3, nous montre des mesures du vecteur vitesse horizontale moyen au cours de 6 heures de mesure le 21 Juillet 2009, le maximum de module de ces vecteurs est de 10 m/s , c'est qui nous a permis de normaliser les représentations. La première figure représente les mesures effectuées par CURIE, la seconde par le Sodar et la 3^{ème} par le Lidar. Nous remarquons que les directions des vecteurs sont proches.

Ce type de comparaison permet d'analyser les résultats de CURIE. Nous observons une différence de module de la vitesse entre les différents instruments. Cette différence et les mesures des corrélations entre les différentes mesures sont détaillées par la suite dans les tableaux 7.2 et 7.3 ainsi que sur des figures représentant le module et la direction de la vitesse horizontale.

Nous remarquons dans la figure 7.3 que le Sodar, vers 14h, présente un changement de direction qui n'est pas perçu par le Lidar et CURIE. Par ailleurs moins de variabilité temporelle est observée sur les mesures

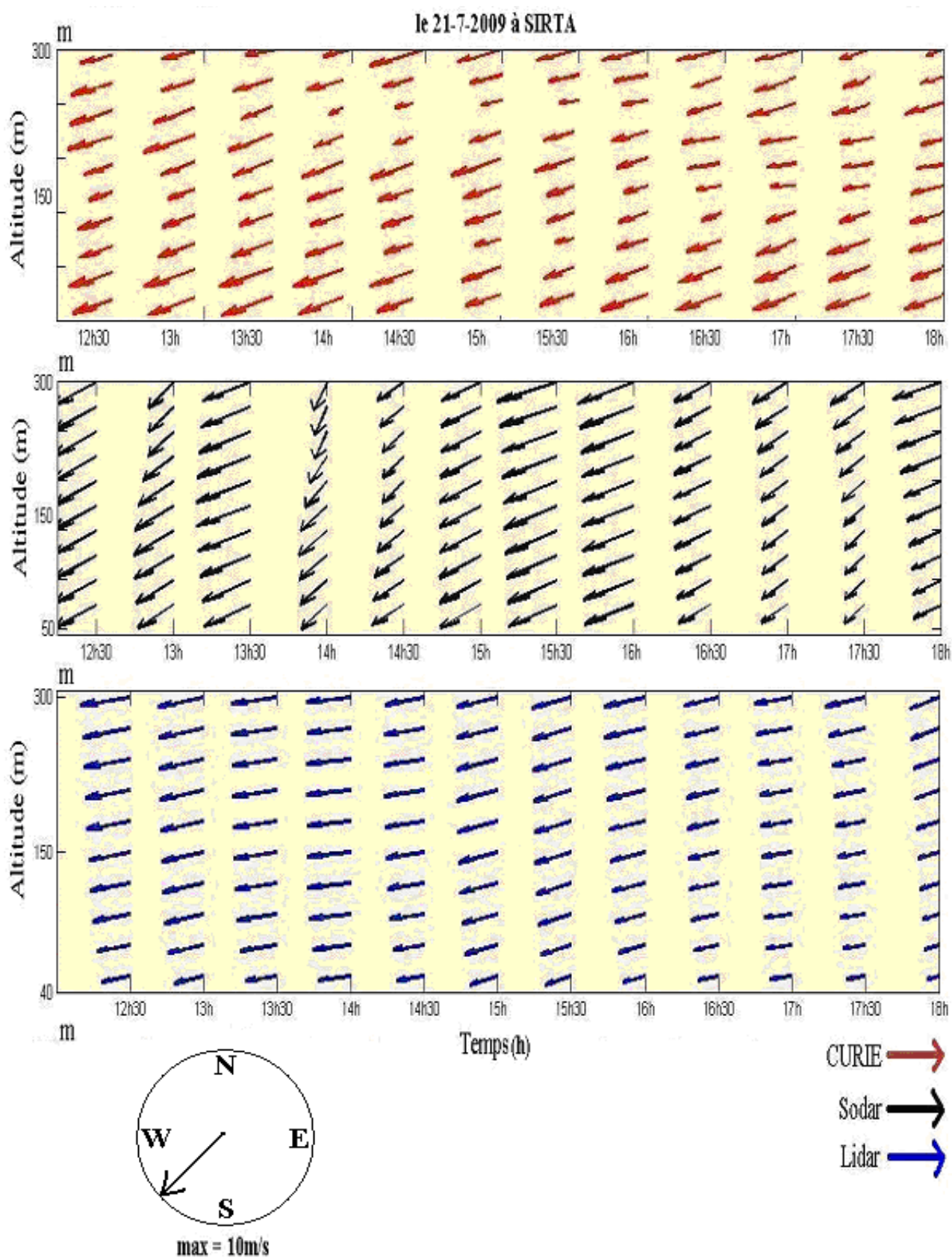


FIGURE 7.3 – Mesure du profil, direction et module de la vitesse horizontale par CURIE, le Sodar et le Lidar durant 6h de mesure, 21-07-2009 SIRTÀ.

du Lidar.

Dans la figure 7.4, nous présentons à titre d'exemple les variations des modules de la vitesse horizontale en fonction du temps avec l'écart type de la vitesse mesurée par CURIE et par le Lidar pour une journée complète le 13 Juillet 2009 au SIRTÀ.

Les variations paraissent semblables avec le même comportement et les différences qui sont en moyenne acceptables (entre 1 m/s et 1.5 m/s en moyenne). La corrélation entre les mesures est illustrée dans le tableau 7.2, ainsi que les différences entre les mesures.

En tenant compte des écarts types sur les mesures (représentés par 2 triangles sur chaque heure de mesure), nous pouvons dire que la différence de mesure reste très proche et souvent dans l'intervalle des écarts autour de la vitesse, ce qui montre que les mesures des différents instruments sont a priori comparables. De même pour la figure 7.6 qui présente la variation de module de la vitesse horizontale le 14 Juillet 2009, nous pouvons tirer les mêmes remarques que celle du 13 Juillet 2009.

Pour interpréter les différences entre les mesures de CURIE d'une part et le Lidar et le Sodar d'autre part, nous avons remarqué sur plusieurs jours que la différence est beaucoup plus grande pendant la nuit et que pendant la journée bien que les données soient corrélées. Ce phénomène peut être du à l'absence ou à des faibles mouvements turbulents pendant la nuit et donc un rapport *signal/bruit* pour CURIE est faible. Toutefois, il reste difficile de lever l'indétermination sur quelle mesure est vraiment la plus représentative.

Afin d'avoir un élément d'appréciation, dans les 2 figures 7.4 et 7.6, nous avons fait figurer la courbe en noir pointillée représentant les valeurs de la vitesse horizontale « probable » calculés à partir d'un vent de référence à 30 m en supposant le profil logarithmique neutre valable jusqu'à 200 m et supposé être un extrema (dans notre cas les mesures à 30 m sont celles de l'anémomètre sonique) et les coefficients multiplicatifs ont été calculés dans le tableau 1 en reportant des valeurs de longueurs de rugosité calculées au SIRTÀ à partir des données à 30 m en fonction de la direction du vent.

Dans le tableau 7.1, nous avons calculé les coefficients d'amplification des vitesses horizontales en fonction de l'altitude pour un vent de référence à 30 m en fonction de la direction du vent horizontale, d'une valeur de la hauteur de déplacement h et de la longueur de rugosité z_0 , voir [Fesquet et al., 2006].

Sur le site SIRTÀ, nous avons calculé les hauteurs de rugosité en fonction de la direction du vent. Le modèle appliqué est le profil logarithmique dans les conditions neutres qui certes est une approximation :

$$U = (U_*/k) \ln(z/z_0) \quad (7.5)$$

En tenant compte l'effet de déplacement h , nous obtenons :

$$U = (U_*/k) \ln(z - h/z_0)$$

Avec U_* la vitesse de frottement à une altitude donnée

k la constante de Von Karman, prise égale à 0.4.

La valeur de la longueur de rugosité correspond à une rugosité "intégrée" au sens de Fielder, z_0 est une longueur de rugosité qui intègre un ensemble d'éléments rugueux que pourrait utiliser un modèle prenant en compte le parcours du vent sur une direction de l'ensemble des éléments rugueux, voir [Fielder and Panofsky, 1972] et [Goode and Belcher, 1999].

Les modifications qui pourraient être apportées sont seulement un paramètre de stabilité qui ne modifierait pas de façon importante les facteurs multiplicatifs, ou un modèle de profil du vent adapté au SIRTa.

Nous nous sommes donc mis dans des conditions où le profil logarithmique pouvait être appliqué jusqu'à 200 m [Panofsky, 1973].

Direction (°)	z_0	U50/U30	U100/U30	U150/U30	U200/U30	U200/U30 ($h = 5 m$)
0	1.4	1.1667	1.3928	1.5251	1.619	2.4701
45	1.4	1.1667	1.3928	1.5251	1.619	2.4701
90	1.4	1.1667	1.3928	1.5251	1.619	2.4701
135	0.9	1.1457	1.3433	1.4590	1.5410	2.2003
180	2	1.1886	1.4446	1.5943	1.7005	2.7959
225	1.5	1.1705	1.4019	1.5372	1.6333	2.5236
270	0.5	1.1248	1.2941	1.3931	1.4634	1.9648
315	1	1.1502	1.3540	1.4732	1.5578	2.2553

TABLE 7.1 – Valeur des coefficients d'amplifications des vitesses horizontales en fonction de l'altitude pour un vent de référence à 30 m au SIRTa.

Nous remarquons que les résultats de CURIE sont souvent plus proches de ces valeurs calculés (noir pointillé).

Dans la figure 7.5, nous présentons la variation temporelle de la direction du vent horizontal pour une journée complète de mesure le 13 Juillet 2009, puis de même sur la figure 7.7, qui présente une journée complète de mesure le 14 Juillet 2009. Dans ces 2 figures, les valeurs sont proches et suivent la même allure en général. Les directions et les variabilités temporelles sont semblables sur les trois instruments. Nous trouvons toutefois quelques différences par exemple vers 9h dans la figure 7.5, mais en général les mesures sont proches. Il faut noter que 9h correspond à la transition matinale correspondant à l'érosion rapide de l'inversion et le vent horizontal peut être perturbé par une inclusion des panaches convectifs. Les directions mesurées par les différents instruments sont corrélées. Le tableau 7.3 donne des informations sur les valeurs des corrélations pour un ensemble de journées de comparaison ainsi que les différences moyennes.

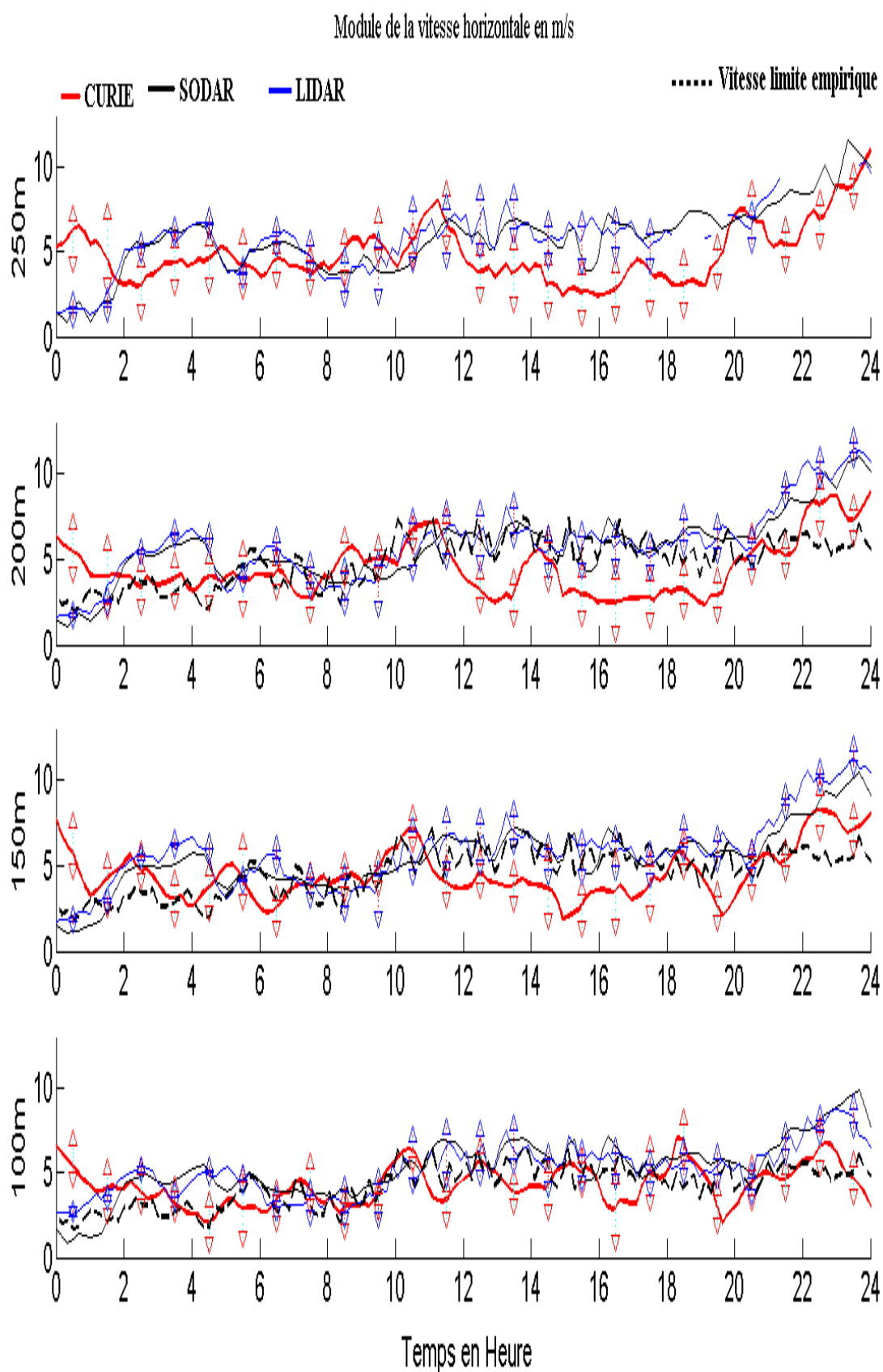


FIGURE 7.4 – Comparaison du module du vent entre les différents instruments sur 4 altitudes différentes, avec les écarts types de la vitesse de CURIE et du Lidar, le 13 Juillet 2009 au SIRTa.

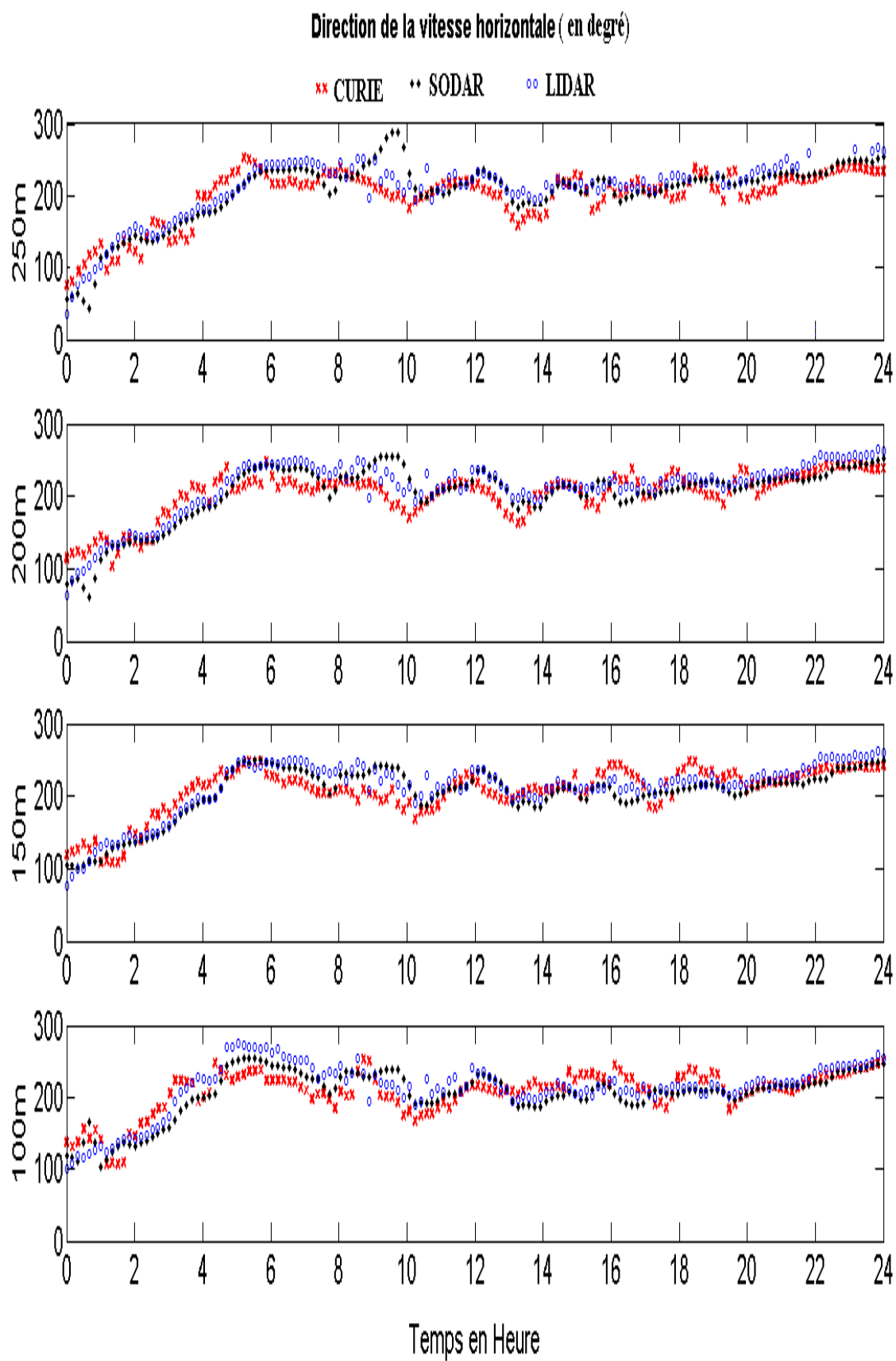


FIGURE 7.5 – Comparaison de la direction du vent entre les différents instruments sur 4 altitudes différentes, le 13 Juillet 2009 au SIRTa.

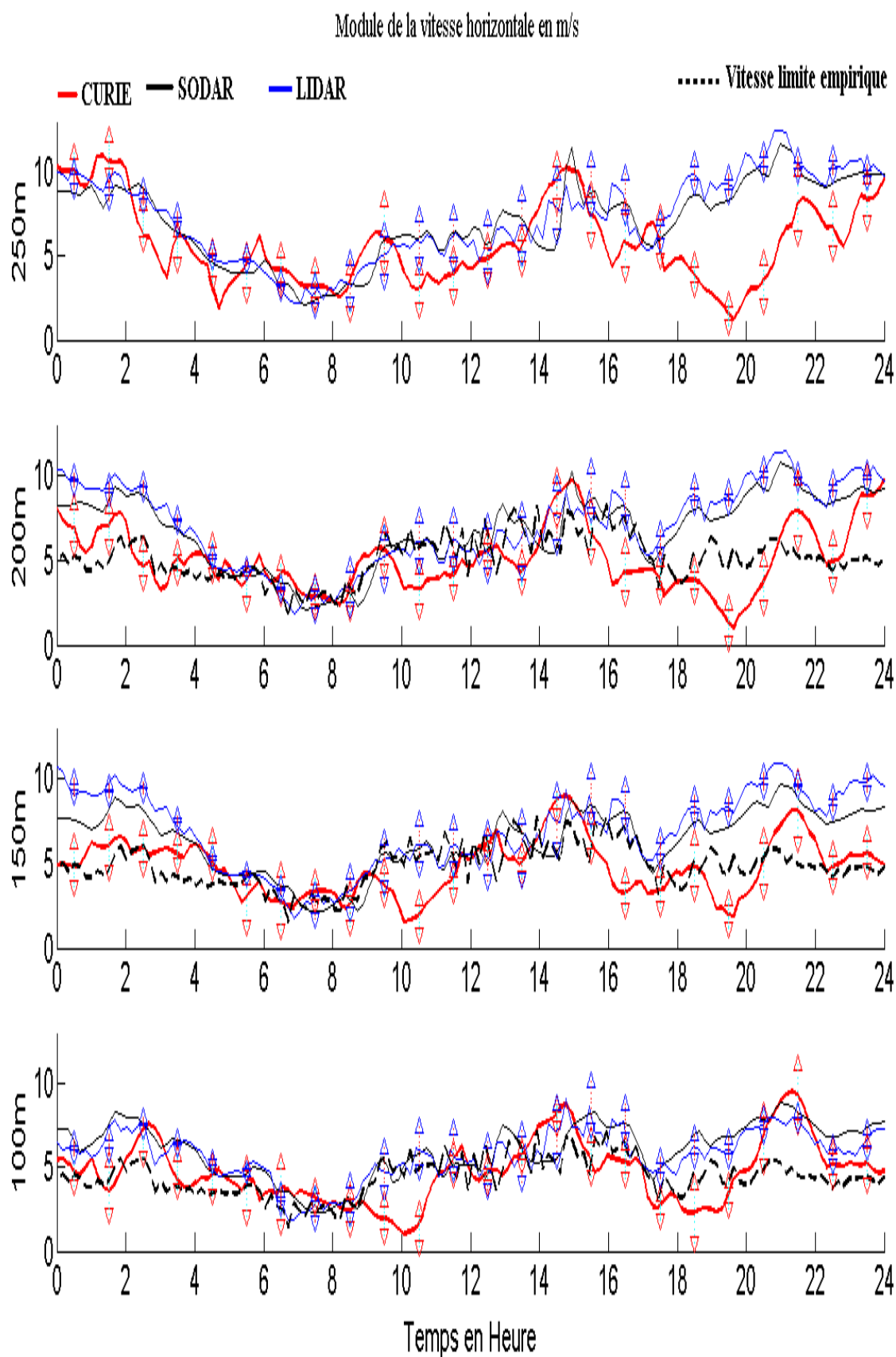


FIGURE 7.6 – Comparaison du module du vent entre les différents instruments sur 5 altitudes différentes, avec les écarts types de la vitesse de CURIE et du Lidar, le 14 Juillet 2009 au SIRTa.

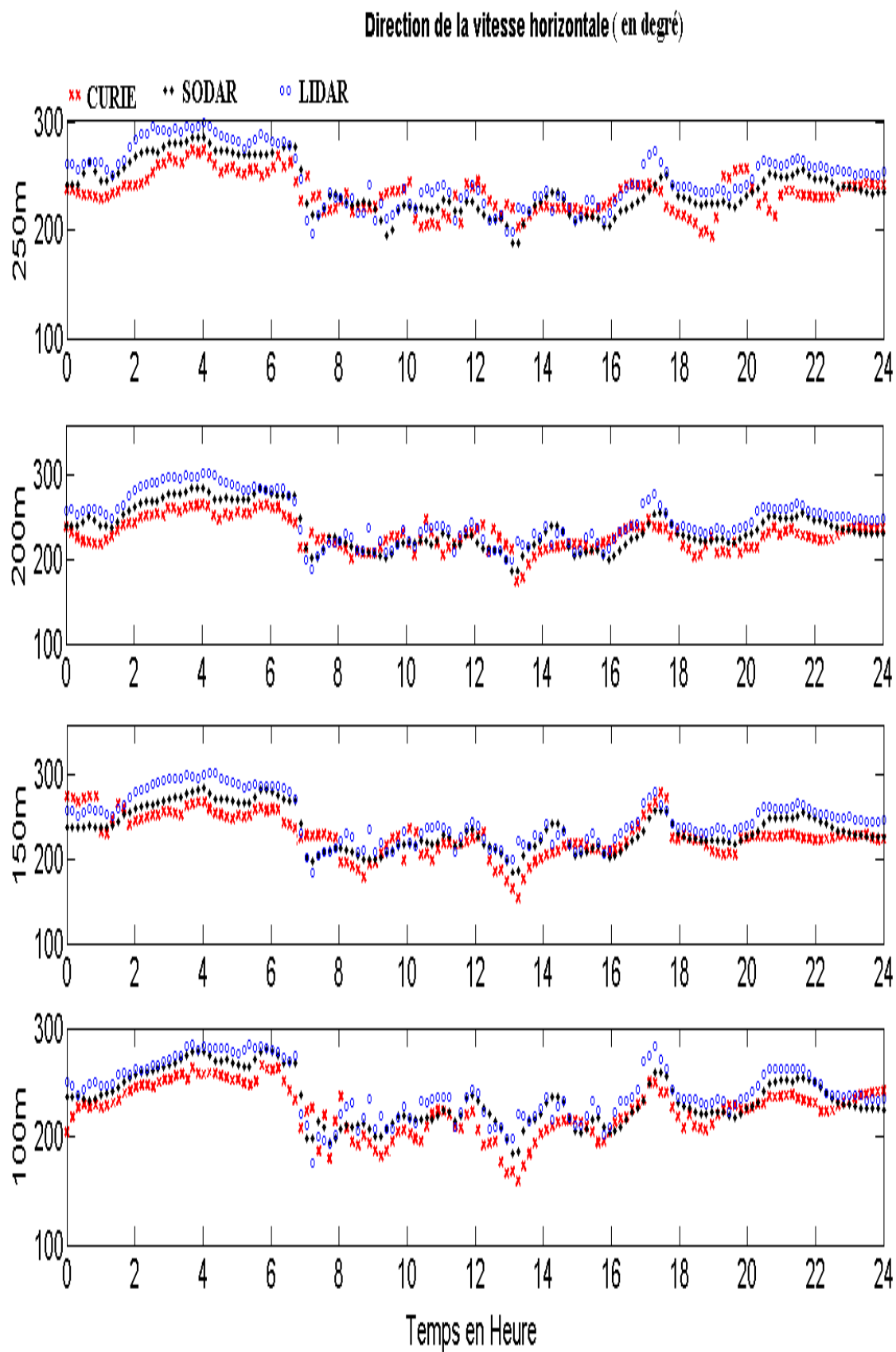


FIGURE 7.7 – Comparaison de la direction du vent entre les différents instruments sur 4 altitudes différentes, le 14 Juillet 2009 au SIRTa.

Les premiers niveaux d’altitude exploitables par les différents instruments sont CURIE (60m) (pour l’instant), le Sodar (50m) mais probablement extrapolé, le Lidar (40m), la station météorologique (10m) et l’anémomètre sonique (30 m). Nous remarquons une corrélation que nous qualifions d’ « acceptable » entre les différentes estimations.

La comparaison est effectuée avec les données de « la couche de surface » car comme précédemment énoncé le flux d’air ne change pas de façon importante avec l’altitude dans les basses couches et les variations d’amplitude du vent sont en principe limitées par l’accroissement logarithmique, ce qui ne semble pas être un bon critère au SIRTÀ.

Les 2 figures 7.8 et 7.9 résument les courbes de variation du module et de la direction de la vitesse horizontale mesurés par les différents instruments pour 2 jours de mesure (le 13 et le 14 Juillet 2009) dans la couche de surface.

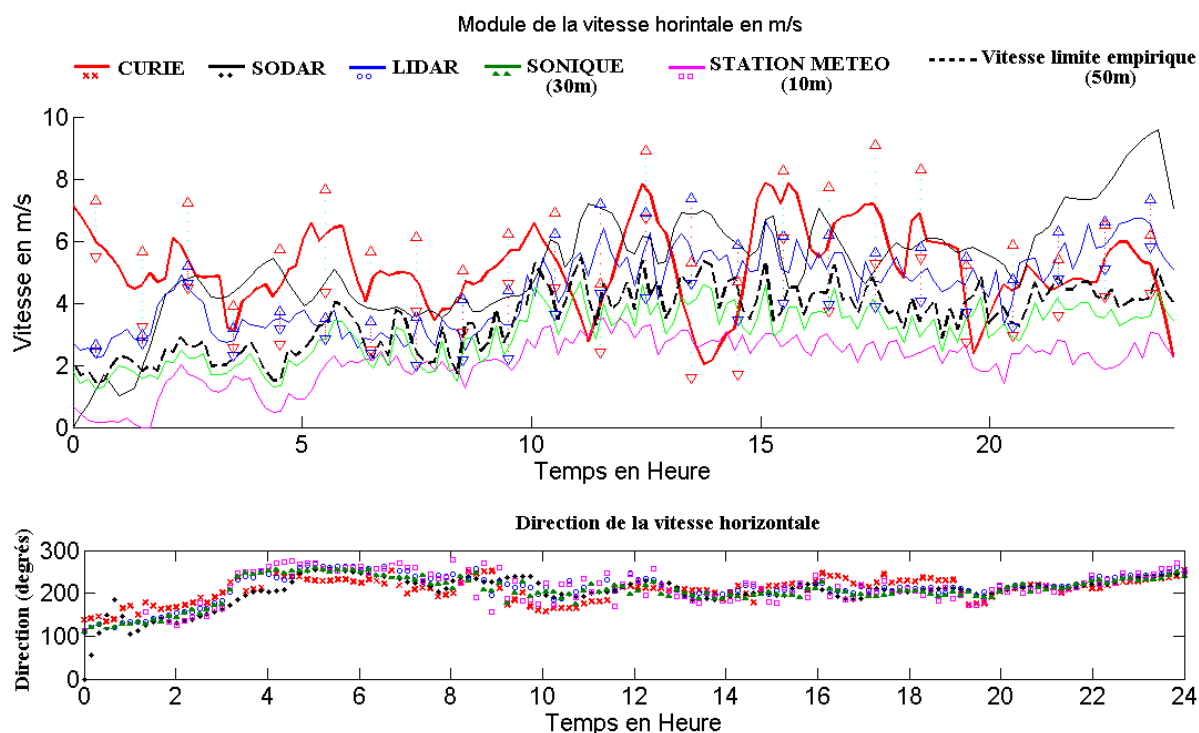


FIGURE 7.8 – Comparaison de la direction du vent entre les différents instruments à la première altitude exploitable, le 13 Juillet 2009 au SIRTÀ.

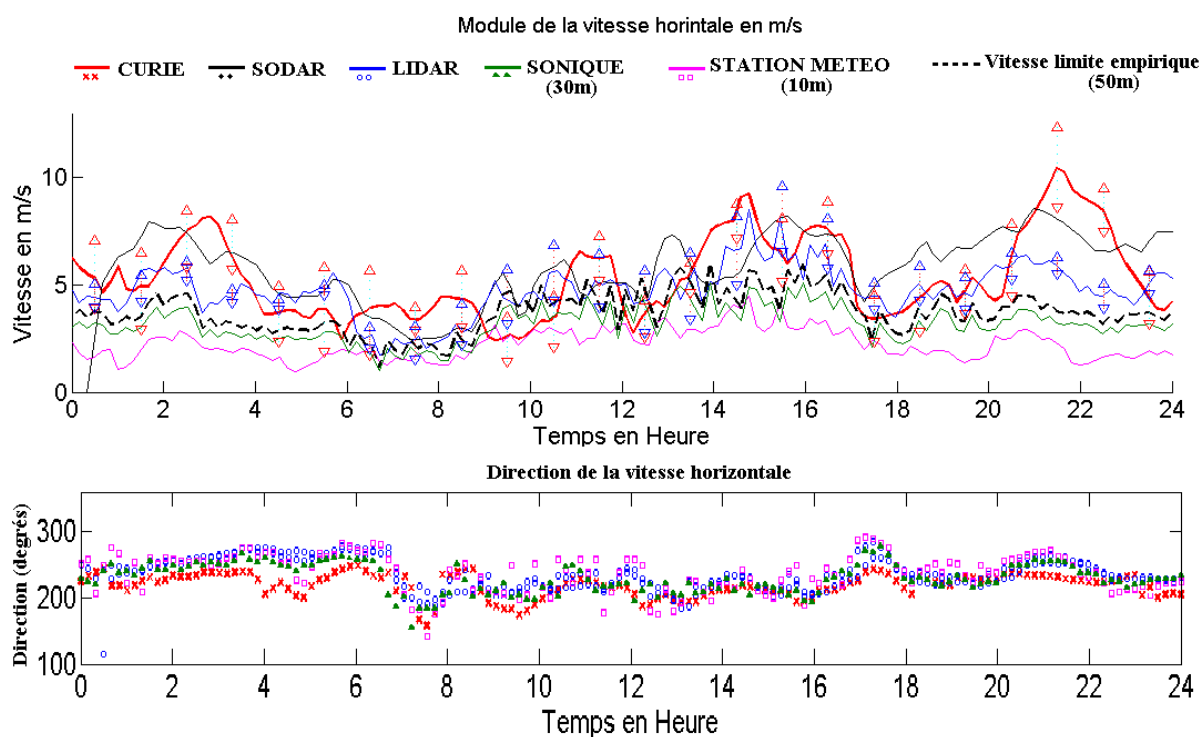


FIGURE 7.9 – Comparaison de la direction du vent entre les différents instruments à la première altitude exploitable, le 14 Juillet 2009 au SIRT

Remarques :

1. Pour les mesures du vent horizontal par l'anémomètre sonique, il faut les prendre avec précaution les cas où la direction du vent est à l'opposé de l'orientation de l'anémomètre sonique car il est perturbé dans ce cas par la présence du Mat. Dans notre cas l'anémomètre sonique est positionné vers l'Ouest, et donc dans le cas d'une vitesse de direction Est, il peut y avoir un effet de distorsion sur les mesures. Nous devons remarquer qu'à 30 m des effets de surface sont moins importants qu'à 50 m et les vitesses doivent être plus faibles qu'à 50 m. Par contre la direction du flux d'écoulement ne doit pas changer de façon importante entre 30 m et 50 m.
2. Les comparaisons entre le Lidar, le Sodar, CURIE, l'anémomètre sonique, et la station météo sont intéressantes :
 - (a) En effet, la station météorologique de surface donne le vent en direction et amplitude et la direction ne doit pas différer de façon importante (en général moins de 30 degrés) dans les 300 premiers mètres de l'atmosphère, ce que nous retrouvons.
 - (b) L'amplitude du vent en surface doit être moindre de celle mesurée en altitude, typiquement jusqu'à

200 *m* [Panofsky, 1973]. Si nous supposons alors que l’amplitude du vent croît de façon logarithmique dans les cent premiers mètres de l’atmosphère, cela permet d’estimer la vraisemblance des estimations du vent en altitude en prenant comme référence le vent à 30 *m*. Ce critère de vraisemblance physique est important en l’absence de mesures de référence dans les 200 premiers mètres.

Dans la figure 7.10, nous avons présenté les différents vecteurs vitesses horizontales mesurés par CURIE, le radiosondage, le Sodar et le Lidar sur 2 jours de mesures, le 13 Juillet 2009 et le 14 Juillet 2009 à 11h30 de chaque jour, jusqu’à 300 *m* d’altitude. Les résultats nous montrent que les directions et les modules sont proches et nous pouvons dire sans ambiguïté que les 3 instruments de télédétection mesurent la direction du vent.

Nous pouvons de plus dire que CURIE donne une information correcte jusqu’à 700 *m* d’altitude comme l’indique la figure 7.11 qui compare le profil vertical de direction et du module de la vitesse horizontale mesurée par CURIE et les mesures du vent par le radiosondage de Trappes. Sur cette figure nous remarquons que les mesures sont proches ainsi que la variation de la vitesse horizontale (l’écart type) qui recouvre en général les valeurs de la vitesse horizontale mesurées par le radiosondage. Pour la direction du vent horizontal, nous remarquons aussi que les mesures sont proches. Cependant s’agissant d’instrumentation différentes et de traitement des signaux primaires différents, il n’est pas étonnant de trouver des différences d’amplitude. CURIE ayant des mesures élémentaires moyennées sur 2 *min* puis remoyennées sur des temps équivalents au Sodar et Lidar est susceptible d’intégrer des termes séculaires dus aux intervalles élémentaires de moyennage. Pour avoir une idée sur la cohérence entre les profils du vent mesurés par CURIE et par les radiosondages jusqu’à 700 *m*, ainsi que les différences, le tableau 7.4 à la fin de ce chapitre montre des valeurs pour un ensemble de journées de comparaison.

Nous pouvons remarquer toutefois que plus les niveaux d’observation sont élevés, figure 7.11, plus les différences entre CURIE et le radiosondage sont faibles. Ceci est explicable par des effets de surface différents.

Pour CURIE les résultats montrent que les mesures sont vraisemblables, mais une réflexion doit être menée sur les différences entre les autres instruments, ceci d’autant que nous n’avons aucune mesure de référence. Des comparaisons systématiques avec d’autres instruments sont toutefois nécessaires, avec comme réalité de terrain, comme il a été effectué pour le Sodar, voir [Chong, 1976], en comparant avec un mat météorologique de 200 *m* équipé ou avec un ballon captif, voir [Weill et al., 1978].

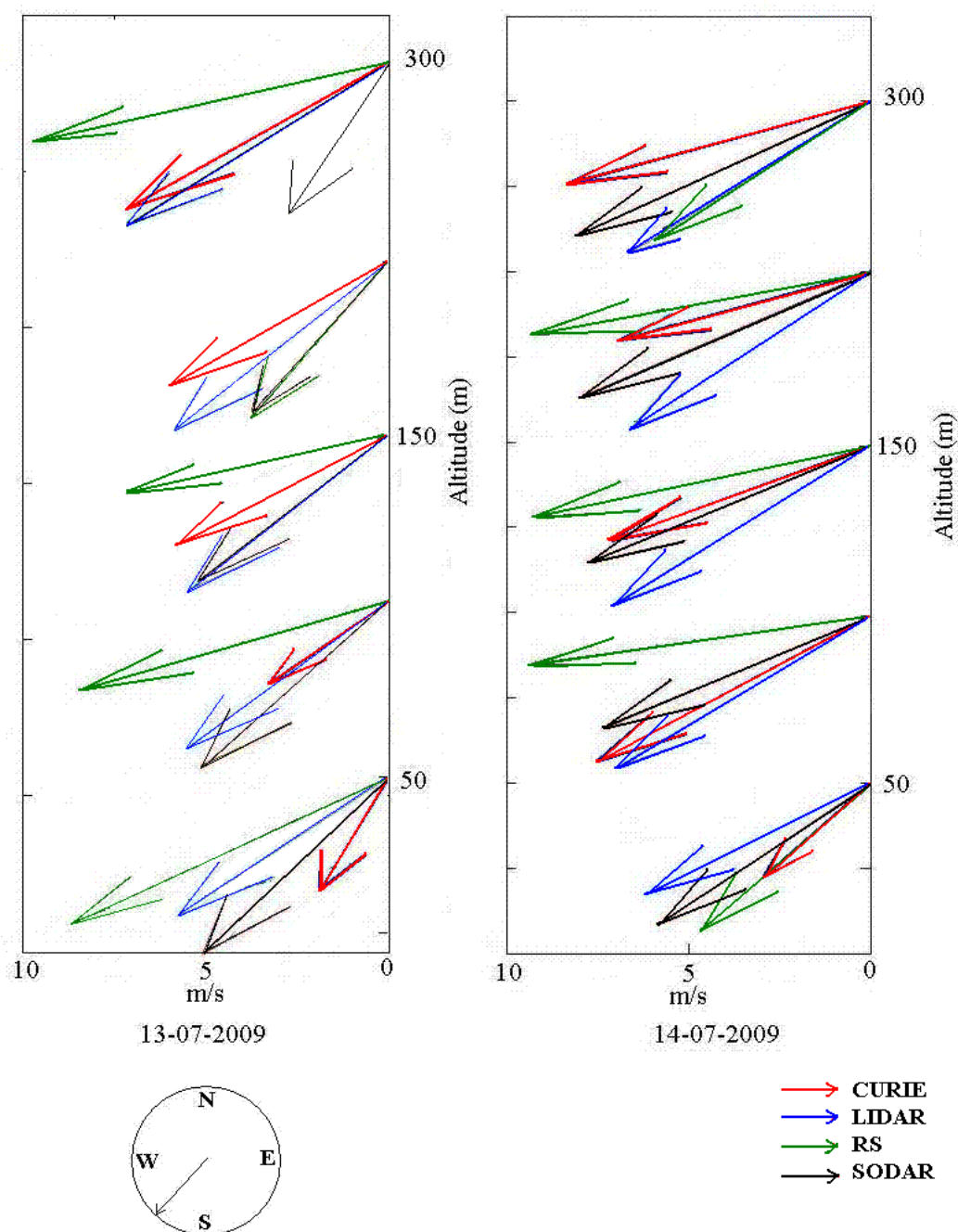


FIGURE 7.10 – Comparaison entre les profils de la direction du vent entre CURIE, le Sodar, le Lidar et le radiosondage (RS) jusqu'à 300m d'altitude Pour 2 jours de mesure. A 11h 30 de chaque jour.

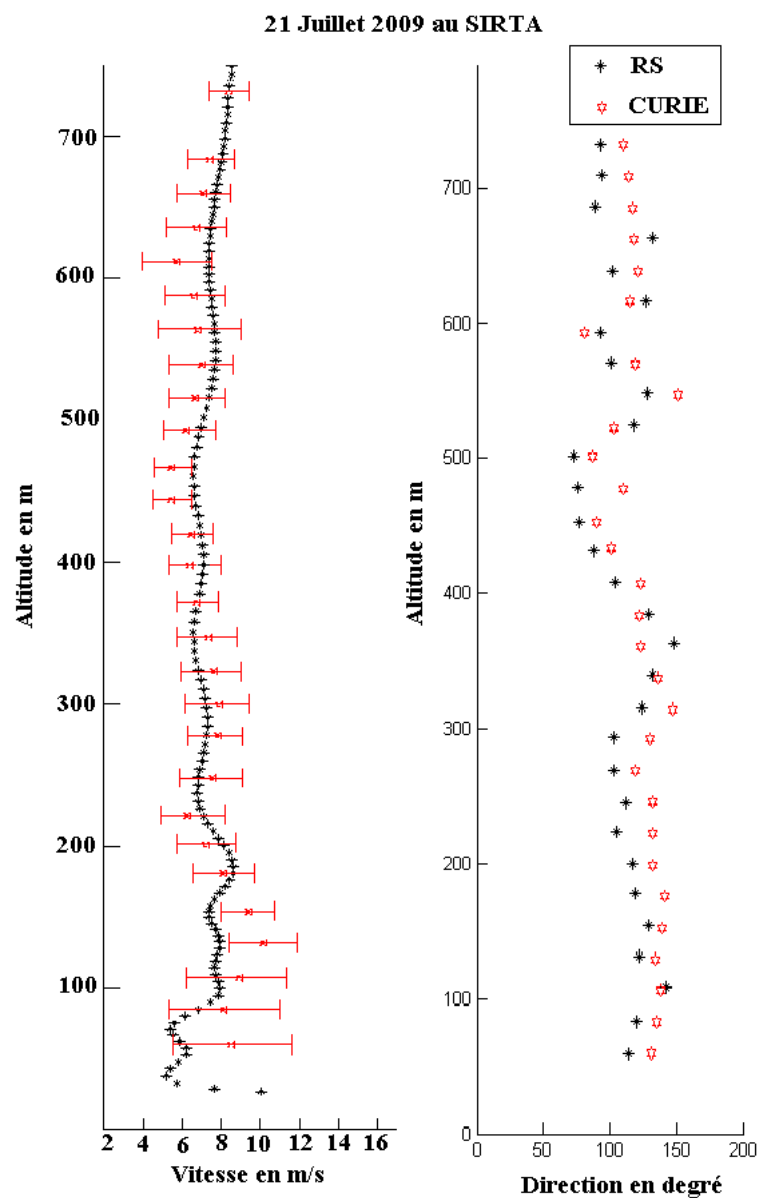


FIGURE 7.11 – : Comparaison entre les profils de la direction du vent entre CURIE et le radiosondage (RS) jusqu’à 730m d’altitude pour le 21Juillet 2009 à 11h 30.

7.5 Comparaison sur l’ensemble des journées

Pour mieux cerner les différences entre les mesures du vent horizontal à partir du radar CURIE, une analyse comparative et systématique entre les données de vent horizontal au SIRTa a été conduite sur plusieurs jours entre le 11 Juillet 2009 et le 2 Août 2009.

Le tableau 7.2 donne une information sur la corrélation et la différence entre les normes de la vitesse horizontale et le tableau 7.3 donne une information sur la corrélation de la direction. Dans les 2 tableaux les ‘—’ signifient que les données ne sont pas utilisables.

Pour avoir une idée sur les corrélations de l’ensemble des données, les 2 tableaux 7.2 et 7.3 nous résument toutes ces valeurs ainsi que la différence de mesure en moyenne. Cependant pour certains cas, nous obtenons des coefficients de corrélation qui sont faibles qu’il convient d’expliquer.

Pour ce qui concerne ces tableaux, nous avons choisi 8 jours entre le 11 Juillet et le 2 Août 2009 pour comparer, valider et avoir quelques éléments statistiques sur les différentes données.

Dans ces tableaux, les différences moyennes entre les modules de la vitesse horizontale sont pour la plupart des jours acceptables avec la convention d’acceptabilité, niveau de corrélation supérieur à 0.5 et différence de vitesse $< 2\text{ m/s}$, compte tenu du fait qu’aucun sondeur ne peut être considéré comme la référence.

Remarque : Ces tableaux comportent 2 parties, la première correspond aux mesures en altitude et la 2^{ème} correspond aux mesures « dans la couche de surface », c’est-à-dire les premières mesures comparables par CURIE, le Sodar et le Lidar comparées avec les mesures de la station météorologique (10 m) et de l’anémomètre sonique (30 m).

Il faut noter que le 23 Juillet 2009 est un jour pluvieux, ce qui explique une différence plus grande que celle trouvée les autres jours.

Pour la corrélation entre les différents instruments, comme pour la différence moyenne, nous considérons qu’elles sont acceptables dans les mêmes conditions que précédemment énoncées. En comparant ces valeurs avec les corrélations de direction (tableau 7.3), nous remarquons que les corrélations des directions sont meilleures. Cette différence peut être expliquée par le fait que chaque instrument est différent par ses méthodes de traitements, par la nature des mesures (acoustique, optique, électromagnétique . . .) et par le volume sondé qui diffère en moyenne d’un instrument à l’autre, mais la direction du vent est globalement homogène sur tout le volume : chaque instrument mesure une dérive Doppler liée au déplacement des cibles turbulentes. Il serait d’ailleurs nécessaire de revenir soit aux mesures de base du Sodar et du Lidar, soit de définir le vent horizontal sur la base synoptique de la moyenne sur 10 minutes afin d’obtenir une meilleure qualification des mesures.

Pour le tableau 7.4, nous avons présenté une comparaison entre les profils verticaux du vent horizontal mesurés par CURIE et par le radiosondage sur 8 journées entre le 9 Juillet 2009 et le 21 Juillet 2009. Les résultats sont aussi considérés comme acceptables selon les seuils que nous avons fixés. Il s'agit ici d'une comparaison sur l'ensemble du profil ce qui peut expliquer les différences dans les directions.

Comparaison en altitude du module de la vitesse horizontale								
Corrélation	11-7	12-7	13-7	14-7	21-7	23-7	1-8	2-8
Différence en m/s								
CURIE/Lidar (60m)	0.47	0.52	0.57	0.53	0.43	0.54	0.43	0.56
	0.81	1.36	1.05	1.08	1.44	1.72	1.34	1.53
CURIE/Lidar (100m)	0.48	0.53	0.51	0.57	0.49	0.51	0.44	0.62
	1.14	1.26	1.45	1.30	1.34	2.02	1.61	1.43
CURIE/Lidar (150m)	0.58	—	0.54	0.52	—	—	—	0.72
	1.08	—	1.57	2.00	—	—	—	1.93
CURIE/Lidar (200m)	0.68	—	0.59	0.60	—	—	—	0.75
	1.19	—	1.74	1.80	—	—	—	1.96
CURIE/Sodar (50m)	0.42	0.52	0.54	0.53	0.53	0.59	0.50	0.57
	1.27	1.46	1.86	1.66	1.74	2.00	1.84	1.34
CURIE/Sodar (100m)	0.41	0.51	0.57	0.53	0.63	0.52	0.51	—
	1.34	1.48	1.77	1.53	1.70	2.04	1.36	—
CURIE/Sodar (150m)	0.42	0.59	0.53	0.56	0.51	0.51	0.52	—
	1.45	1.49	1.46	1.61	1.86	2.11	1.58	—
CURIE/Sodar (200m)	0.53	0.55	0.55	0.56	0.50	0.57	0.51	—
	1.55	1.50	1.61	1.70	1.79	2.52	1.79	—
CURIE/Sodar (250m)	0.48	0.43	0.53	0.52	0.53	0.60	0.52	—
	1.56	1.99	2.32	2.14	1.83	2.79	1.98	—
Sodar/Lidar (50m)	0.63	0.64	0.84	0.68	0.73	0.78	0.45	0.85
	0.94	1.44	1.09	1.31	1.12	1.28	1.37	0.79
Sodar/Lidar (100m)	0.80	0.84	0.88	0.90	0.86	0.86	0.75	—
	0.67	0.83	0.67	0.73	0.81	0.76	0.81	—
Sodar/Lidar (150m)	0.78	—	0.94	0.93	—	—	—	—
	0.73	—	0.62	0.93	—	—	—	—
Sodar/Lidar (200m)	0.83	—	0.95	0.94	—	—	—	—
	0.54	—	0.54	0.86	—	—	—	—
Comparaison en surface								
CURIE/Meteo	0.56	0.53	0.54	0.59	0.60	0.53	0.53	0.62
	1.14	2.19	1.38	0.90	1.09	1.23	1.17	2.16
CURIE/Sonique	0.59	0.50	0.51	0.57	0.57	0.58	0.40	0.60
	0.82	1.27	0.85	0.97	1.13	1.39	1.13	1.75
Sodar /Meteo	0.61	0.48	0.73	0.33	0.67	0.46	0.15	0.64
	1.68	5.00	3.11	1.67	1.17	3.44	3.29	2.35
Sodar/Sonique	0.53	0.52	0.70	0.50	0.64	0.70	0.23	0.75
	1.44	2.88	2.28	1.54	1.22	2.65	2.72	2.19
Lidar /Meteo	0.69	0.19	0.72	0.69	0.85	0.77	0.73	0.84
	1.58	3.70	2.32	0.85	0.80	2.46	2.14	2.04
Lidar/Sonique	0.68	0.89	0.76	0.70	0.86	0.90	0.74	0.88
	1.03	1.58	1.45	0.83	0.75	1.67	1.56	1.89
Meteo/Sonique	0.69	0.14	0.79	0.66	0.83	0.73	0.68	0.86
	0.65	2.12	0.93	0.64	0.63	0.94	0.70	0.65

TABLE 7.2 – Les coefficients de corrélation et la différence moyenne de la mesure de module de vitesse horizontale entre les différents instruments sur le site de SIRTa entre le 11 Juillet 2009 et le 2 Août 2009.

Remarque : Il faut noter que les comparaisons, avec l’anémomètre sonique et la station météorologique, ne sont là que pour analyser la cohérence entre les différentes données par rapport à l’écoulement des basses couches.

Comparaison en altitude de la direction de la vitesse horizontale								
Corrélation	11-7	12-7	13-7	14-7	21-7	23-7	1-8	2-8
Différence en degrés								
CURIE/Lidar (60m)	0.43	0.80	0.84	0.47	0.85	0.87	0.67	0.63
	23°	18°	15°	19°	21°	19°	20°	23°
CURIE/Lidar (100m)	0.48	0.81	0.81	0.50	0.80	0.80	0.52	0.69
	27°	15°	15°	22°	22°	19°	20°	27°
CURIE/Lidar (150m)	0.63	0.76	0.74	0.53	0.55	0.42	0.61	0.71
	22°	15°	15°	23°	24°	22°	21°	22°
CURIE/Lidar (200m)	0.51	0.54	0.79	0.50	0.48	0.46	0.63	0.64
	20°	18°	16°	24°	27°	21°	22°	20°
CURIE/Lidar (250m)	0.57	0.52	0.80	0.51	0.47	0.47	0.63	0.62
	20°	20°	14°	27°	20°	27°	19°	27°
CURIE/Sodar (50m)	0.51	0.79	0.85	0.53	0.80	0.81	0.66	0.72
	28°	15°	13°	24°	21°	24°	21°	25°
CURIE/Sodar (100m)	0.40	0.83	0.75	0.62	0.76	0.84	0.64	—
	28°	13°	16°	23°	18°	21°	24°	—
CURIE/Sodar (150m)	0.48	0.74	0.75	0.53	0.74	0.79	0.55	—
	24°	11°	16°	24°	19°	25°	18°	—
CURIE/Sodar (200m)	0.66	0.79	0.75	0.56	0.75	0.54	0.53	—
	27°	10°	16°	26°	19°	19°	22°	—
CURIE/Sodar (250m)	0.46	0.74	0.71	0.50	0.72	0.37	0.51	—
	27°	10°	20°	26°	22°	28°	20°	—
Sodar/Lidar (50m)	0.63	0.91	0.89	0.46	0.95	0.61	0.96	0.83
	23°	8°	12°	11°	13°	14°	14°	13°
Sodar/Lidar (100m)	0.87	0.98	0.88	0.48	0.96	0.92	0.98	—
	16°	6°	10°	15°	11°	16°	11°	—
Sodar/Lidar (150m)	0.88	0.81	0.94	0.94	0.99	0.96	0.85	—
	17°	10°	10°	16°	17°	20°	16°	—
Sodar/Lidar (200m)	0.92	0.58	0.96	0.95	0.62	0.32	0.85	—
	16°	14°	9°	10°	17°	30°	16°	—
Sodar/Lidar (250m)	0.92	—	0.95	0.95	0.90	0.13	0.92	0.60
	20°	—	23°	15°	22°	18°	18°	17°
Comparaison en surface								
CURIE/Meteo	0.56	—	0.55	0.71	0.84	0.86	0.67	0.53
	26°	—	25°	20°	26°	21°	20°	25°
CURIE/Sonique	0.63	0.76	0.83	0.69	0.86	0.85	0.68	0.59
	25°	12°	14°	17°	22°	19°	15°	21°
Sodar/Meteo	0.35	0.88	0.84	0.36	0.93	0.90	0.94	0.62
	28°	10°	11°	15°	25°	15°	26°	17°
Sodar/Sonique	0.64	—	0.85	0.44	0.97	0.91	0.98	0.59
	25°	—	17°	10°	19°	16°	22°	17°
Lidar/Meteo	0.60	0.98	0.94	0.87	0.98	0.99	0.98	0.59
	16°	8°	8°	10°	17°	12°	19°	17°
Lidar/Sonique	0.93	—	0.95	0.87	0.98	0.99	0.98	0.97
	25°	—	18°	8°	13°	14°	14°	11°

TABLE 7.3 – Les coefficients de corrélation de la mesure de direction de vitesse horizontale entre les différents instruments de mesure sur SIRTa entre le 11 Juillet 2009 et le 2 Août 2009.

R	9-7	11-7	12-7	13-7	14-7	15-7	19-7	21-7
V_H	0.59	0.52	0.57	0.62	0.80	0.46	0.63	0.67
m/s	1.5	1.15	1.42	1.71	0.79	1.97	1.40	0.93
Direction	0.51	0.54	0.67	0.69	0.76	0.56	0.61	0.68
Degrés	21°	22°	18°	16°	15°	22°	17°	20°

TABLE 7.4 – Les coefficients de corrélation de la mesure de profil du module et de la direction de vitesse la horizontale jusqu’à 700m entre CURIE et le radiosondage entre 9 Juillet 2009 et 21 Juillet 2009.

Ce dernier tableau nous montre que les résultats de CURIE sont proches des résultats du radiosondage jusqu’à la distance ambiguë de CURIE (720 m). Nous pouvons donc dire que CURIE peut donner des résultats acceptables pour estimer la vitesse horizontale de l’air. La différence pourrait être améliorée si les mesures de CURIE et du radiosondage étaient effectués sur le même site de mesure (dans notre cas il y a une distance de 18 km entre les 2 sites). Des radiosondages plus fréquents, permettant de différencier les basses couches et les couches les plus élevées paraient nécessaires.

7.6 Conclusion

Dans cette partie, nous avons présenté les résultats des mesures de CURIE en mode multipointage pour des mesures du vent horizontal.

Pour CURIE, les résultats montrent que les mesures dans les 300 premiers mètres que nous avons analysées sont en général crédibles mais une réflexion doit être menée sur l’origine de la différence avec les autres instruments. Davantage de comparaisons systématiques avec d’autres instruments sont toutefois nécessaires. De plus, CURIE permet de mesurer de façon réaliste le vent jusqu’à 700 m d’altitude (comparaisons avec les radiosondages).

Cette analyse devra être poursuivie afin d’améliorer la qualité des données de CURIE si des réalités de terrain en montrent la nécessité. On pourrait être plus drastique sur les données de CURIE en prenant des seuils d’acceptation plus rigides, mais cela nécessiterait en effet des mesures de référence.

Pour avoir une validation des mesures du vent horizontal avec les mesures de CURIE, il faudrait, soit des mesures systématiques par ballons pilots ralentis comme il avait été fait pour la validation du Sodar du CNET en 1974, Thèse de M. Chong, [Chong, 1976], soit des mesures à partir d’un mat instrumenté de 200 mètres ou plus qui permettrait d’analyser les différences entre les trois instruments de télédétection, avec des mesures de référence comme certains chercheurs l’ont effectué dans des campagnes internationales d’intercomparaison à la tour de Boulder (Colorado).

Il faut signaler que CURIE possède une résolution horizontale fine (de 22.5 m selon la verticale et presque 20 m pour le vent horizontal). La première porte de mesure est à 20 m (pour l’instant elle n’est pas toujours

exploitable à cause d'un filtre peu performant). Nous pouvons dire que nous avons une instrumentation de télédétection de la dynamique du vent qui permet d'analyser le profil du vent horizontal au cours du temps. Cependant, comme il l'a déjà été dit lors de la conception du Sodar Doppler, un instrument de télédétection a toujours besoin de moyens d'intercomparaison et « d'inter-étalonnage » avec d'autres instruments.

Chapitre 8

Résultats dans le cas de précipitation

8.1 Introduction

Comme chaque radar en bande X, le radar CURIE permet de faire des mesures dans le cas de précipitations. A partir de la réflectivité du radar, nous pouvons calculer la réflectivité des précipitations et par la suite le taux de précipitation.

Nous utilisons les mesures à partir de 60 m du sol, en supposant qu'il n'y a pas beaucoup de changement jusqu'à cette altitude, nous pouvons alors avoir des informations sur la précipitation comme celles données par un disdromètre ou un pluviomètre et c'est que nous allons démontrer dans ce chapitre.

Dans ce chapitre, nous allons présenter les résultats de CURIE en présence de précipitation, ainsi que des comparaisons avec un disdromètre. La démarche est la suivante : au début nous présentons la méthode de mesure, puis les résultats de comparaison avec un disdromètre avec des éléments statistiques sur les différentes comparaisons. Enfin, un cas de précipitation solide, de la neige est présenté avec une analyse issue d'un résultat obtenu dans la littérature à partir d'un sondage acoustique.

8.2 Méthode de mesure

Comme tout radar en bande X, CURIE permet de mesurer l'intensité des précipitations (réflectivité et taux de précipitation). La méthode de mesure utilisée est de calculer la puissance reçue du radar à partir de l'équation radar (équation 1.20, technique du radar) :

$$P_r = \frac{P_e \cdot d r \cdot \pi^2 \cdot \theta^2 \cdot G^2 \cdot \lambda^2 \cdot \eta}{4 \cdot (4\pi)^3 r^2} = \frac{P_e \cdot \theta^2 \cdot G^2 \cdot \lambda^2 \cdot c \cdot \tau \cdot \eta}{512 \cdot \pi^2 \cdot r^2} \quad (8.1)$$

À partir de cette équation, nous pouvons calculer le facteur de réflectivité du radar η qui est proportionnel

à la somme des diamètres des gouttes à la puissance 6, comme nous l'avons déjà expliqué dans le chapitre 4. La somme des diamètres des gouttes à la puissance 6 dans un volume donné représente la réflectivité de la précipitation Z qui peut être écrite sous la forme :

$$Z = \int_{D_{min}}^{D_{max}} N(D) \cdot D^6 dD = \sum_V D_i^6 / V \quad (8.2)$$

La rétrodiffusion des gouttes réparties de façon homogène dans le volume d'impulsion V est proportionnelle au facteur de réflectivité du radar η qui est la somme des sections efficaces de rétrodiffusion (σ_i) de chaque goutte appartenant au volume de résolution du radar. En admettant que les gouttes sont réparties dans le volume de façon homogène, nous avons donc (équation 4.5, physique de précipitation) :

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \sum_i D_i^6 \quad (8.3)$$

D'après les 2 équations 8.2 et 8.3, la relation qui lie la réflectivité du radar à celle de la précipitation est, (équation 4.7, physique de précipitation) :

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 Z \cdot 10^{-12} \quad (8.4)$$

Z est exprimé en $mm^6 m^{-3}$, avec λ la longueur d'onde (en cm) du radar, K^2 est une constante qui dépend des propriétés diélectriques du milieu et est voisine de 0.92. Dans la figure 8.1, nous présentons la puissance reçue du radar pour une journée dans le cas de précipitation, le 6 Juin 2009 au SIRTÀ, pour la première porte utilisable de CURIE, (porte 3, 60 m). La ligne rouge, est le seuil au dessus duquel, nous avons une présence de précipitation. Le seuil est calculé à partir d'une analyse systématique des spectres Doppler.

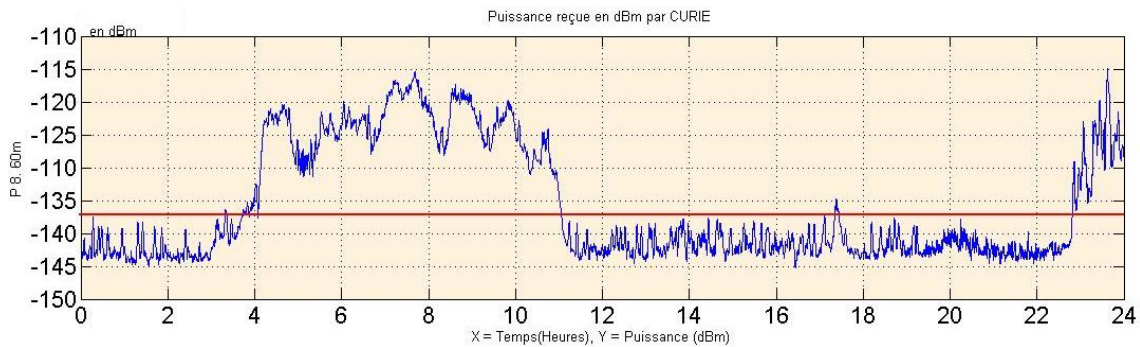


FIGURE 8.1 – Puissance reçue par CURIE en dBm en fonction du temps, la ligne rouge détermine le seuil, au dessus duquel il y a de la précipitation pour la journée complète le 6 Juin 2009 au SIRTÀ, Palaiseau, France.

La réflectivité de la précipitation et le taux de précipitation pour la même journée vont être présentés dans la partie de comparaison entre CURIE et un disdromètre.

Pour donner une information sur les formes des spectres dans le cas de précipitations, sur la figure 8.2, une heure de suivi des spectres Doppler sous la précipitation.

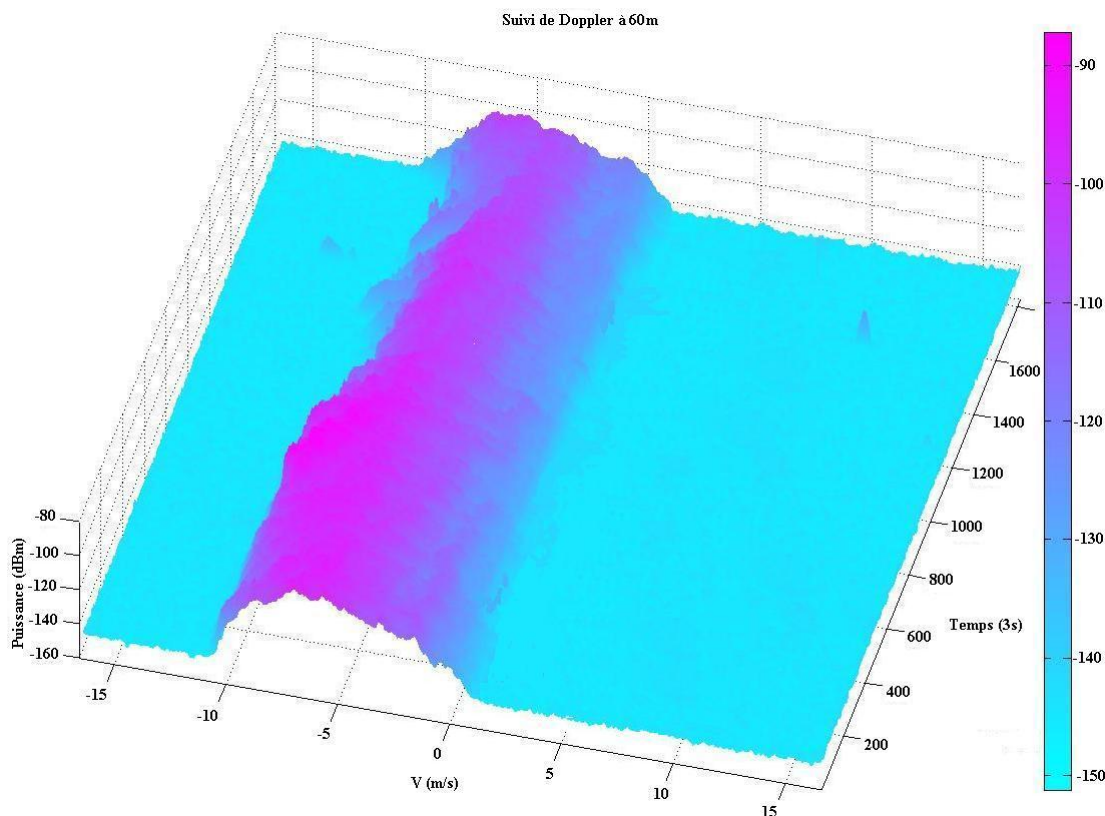


FIGURE 8.2 – Suivi des Spectres Doppler sous la précipitation pour une heure de mesure le 15 Juin 2009 à 12h au SIRTa, Palaiseau, France.

8.3 Comparaison de CURIE avec un disdromètre

Dans notre étude, nous avons utilisé un disdromètre développé au LATMOS, placé à côté de CURIE au SIRTa. C'est un instrument optique qui utilise des LED infrarouges dont le faisceau est occulté par les gouttes de pluie pour la mesure de propriétés des précipitations en surface. Il permet d'enregistrer le nombre, la taille et la vitesse des gouttes de pluie qui tombent au travers de sa surface (surface entre 2 canaux d'émission et de réception d'infrarouge) qui est égale à 100 cm^2 . A partir de ces enregistrements, nous pouvons calculer la réflectivité, le taux de précipitation, la distribution de la taille des gouttes en fonction de la vitesse, voir [Delahaye et al., 2006].

Avant de commencer la comparaison, il faut juste préciser que les mesures sont moyennées chaque minute pour le radar et pour le disdromètre. Il faut noter aussi que le disdromètre date chaque goutte de précipitation occultant le faisceau.

Dans la figure 8.3 nous présentons une comparaison entre la réflectivité en dB mesurée par le radar (sans étalonnage) et la réflectivité mesurée par le disdromètre, pour une journée de mesure, le 6 Juin 2009 au SIRTa, Palaiseau. Les données de radar CURIE correspondant à une altitude de 60 m ($3^{\text{ème}}$ porte de mesure).

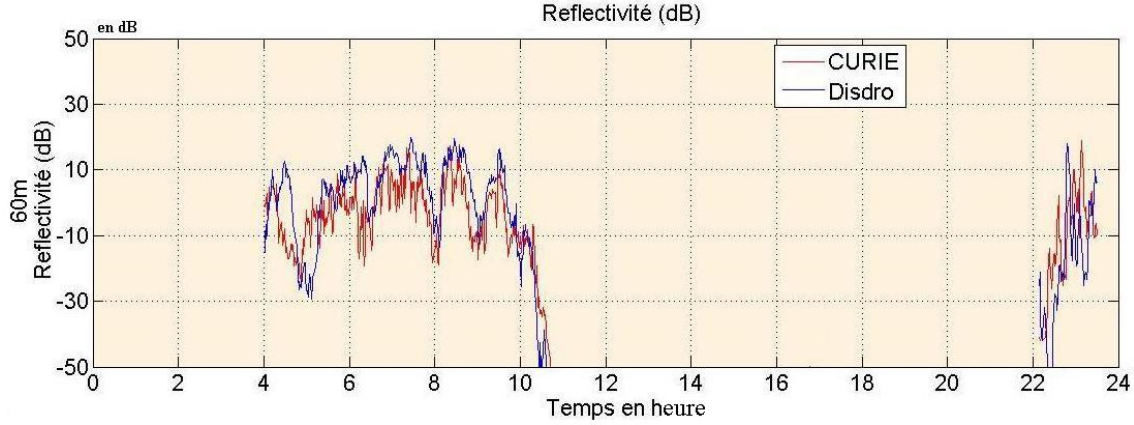


FIGURE 8.3 – La réflectivité (dB) calculée à partir des données de CURIE en rouge et de disdromètre en bleu en fonction de temps pour une journée complète le 6 Juin 2009 au SIRTa, Palaiseau, France.

Pour le calcul du taux de précipitation R , nous avons appliqué une relation qui lie R à la réflectivité de la précipitation Z , d'après [Marshall and Palmer, 1948] :

$$Z = 200R^{1.6} \quad (8.5)$$

Or ce type d'expression est limité au type de précipitation en particulier si la précipitation est convective ou stratiforme. Si nous l'appliquons aux 2 mesures (celle du CURIE et du disdromètre) en même temps, nous pouvons obtenir une information sur le taux de précipitation.

Ainsi, au lieu de calculer le taux de précipitation du disdromètre par calcul direct à partir des paramètres fournis par le disdromètre, nous l'avons calculé à partir de l'expression 8.5. Ainsi, nous levons l'ambiguïté sur cette expression car nous l'appliquons sur les 2 types de mesure simultanément, à condition que les résultats des estimations demeurent cohérents.

Le taux de précipitation est calculé sur un intervalle de temps : c'est un paramètre cumulatif. Nous pouvons être intéressé par exemple aux taux de précipitation horaire. Pour cela, nous avons calculé le taux de précipitation pour une minute de données et afin d'avoir l'information sur une heure voir une journée complète, il suffit d'additionner les taux d'une minute sur une heure ou sur 24 heures.

Concernant la réflectivité, nous pouvons "étalonner" le radar à partir de la réflectivité donnée par le disdromètre puisque celui-ci est indépendant du type de précipitation. Il faut tenir compte cependant que la mesure de disdromètre est une mesure de surface et ne représente pas une mesure « volumique » comme le radar.

La figure 8.4 présente une comparaison entre les mesures faites par CURIE et celles par le disdromètre.

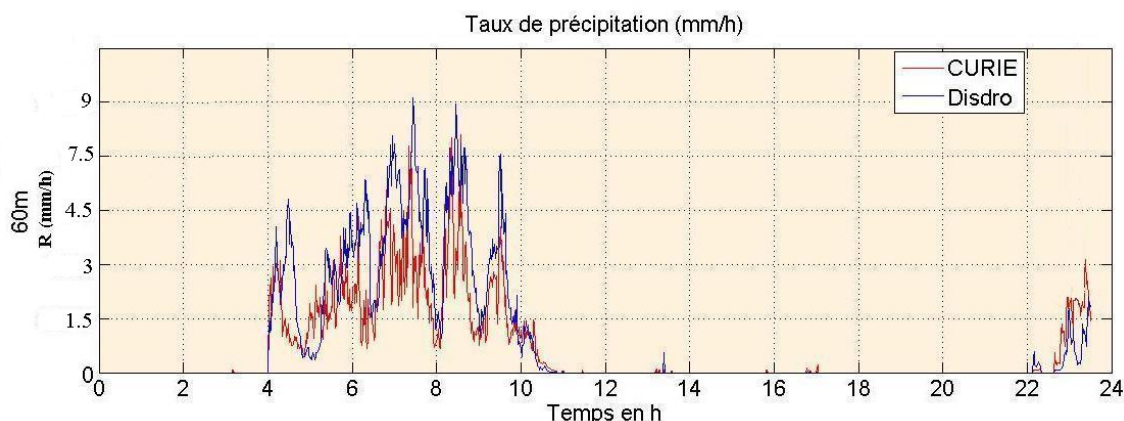


FIGURE 8.4 – Le taux de précipitation (mm/h) calculé à partir des données de CURIE en rouge et de disdromètre en bleu en fonction du temps pour une journée complète, le 6 Juin 2009 au Sirta, Palaiseau, France.

D'après ces 2 figures (8.3 et 8.4), nous remarquons que CURIE donne une bonne information sur les paramètres de précipitation. Les différences sont faibles et les causes de la différence entre ces 2 instruments sont :

1. d'ordre instrumentale entre CURIE et le disdromètre, puisque CURIE est un radar qui mesure la réflectivité des cibles appartenant à un volume de l'atmosphère (le volume scanné dépendant de la distance entre le radar et le cible et de l'ouverture d'antenne du radar) et le disdromètre compte le nombre de gouttes qui passent dans sa surface de captation ($100cm^2$). Dans le cas de la porte de mesure de CURIE exploitable la plus proche de la surface ($3^{ème}$ donc à $60m$ d'altitude), le volume est voisin de $76m^3$.
2. Le radar CURIE n'est pas étalonné et la puissance reçue est simplement estimée. Les différences trouvées justifient cependant que l'évaluation du bilan de puissance du radar est correcte.

Afin de montrer que les données de CURIE sont systématiquement utilisables, nous avons comparé, sur plusieurs jours (6 jours) au mois de Juin 2009, les données de CURIE et celles du disdromètre. Cette comparaison a pour but de valider le fonctionnement de CURIE comme un instrument de mesure de précipitation dans la couche limite atmosphérique, ce qui diffère des autres radar plus adaptés à une tranche importante de la basse atmosphère.

Dans les 2 tableaux suivants, nous allons présenter les coefficients de corrélation entre la réflectivité mesurée par CURIE et celle par le disdromètre mais aussi l'écart moyen entre ces 2 mesures. Nous avons effectué les mêmes comparaisons pour le taux de précipitations. Nous pouvons conclure que les données sont bien

corrélées dans l'ensemble de ces 6 jours. Nous avons choisi ces six jours pour valider l'utilisation du radar, mais d'autres mesures sont disponibles.

CURIE fonctionne de façon continue et fonctionne systématiquement sur le site du SIRTa depuis Juin 2009. Nous avons déjà fait des comparaisons entre CURIE et le disdromètre en Août 2008. Les résultats ont été publiés dans [Al-Sakka et al., 2009].

Réflexivité (dB)	Coefficient de Corrélation	Différence en dB
6-6-2009	0.83	8.40
7-6-2009	0.70	10.95
8-6-2009	0.75	9.25
9-6-2009	0.67	9.9
10-6-2009	0.73	10.16
15-6-2009	0.56	11.06

TABLE 8.1 – les coefficients de corrélations de mesure entre le calcul de réflectivité par CURIE et par le disdromètre pour 6 jours au mois de Juin 2009 au SIRTa, Palaiseau, France.

Le tableau suivant montre des estimations des taux de précipitation et des comparaisons entre CURIE et le disdromètre.

Taux de précipitation (mm/h)	Coefficient de Corrélation	Ecart de taux de précipitation
6-6-2009	0.83	0.016
7-6-2009	0.63	0.043
8-6-2009	0.63	0.065
9-6-2009	0.56	0.047
10-6-2009	0.69	0.095
15-6-2009	0.67	0.073

TABLE 8.2 – Les coefficients de corrélations et les écarts de mesure entre le calcul de taux de précipitation par CURIE et par le disdromètre pour 6 jours au mois de Juin 2009 au SIRTa, Palaiseau, France.

D'après ces 2 tableaux, nous pouvons "étalonner" CURIE, parce que d'une part la corrélation est acceptable et d'autre part la différence entre les taux de précipitation est faible. En se basant sur les résultats de la réflectivité de disdromètre et les données de CURIE, nous pouvons ajouter un facteur correctif sur la chaîne de traitement en tenant compte de la différence entre la mesure volumique et la mesure par occultation des gouttes. Ceci implique toutefois un grand nombre de situations avec une diversité des types de précipitation.

Remarque : Pour avoir une mesure correcte de taux de précipitation à partir du radar CURIE, il faut calculer la réflectivité et le taux de précipitation à partir de disdromètre, puis retrouver les valeurs de a et b dans la relation $Z - R$ et enfin l'appliquer aux données de radar.

8.4 Problèmes rencontrés

8.4.1 Problème d'horloge

Durant l'étude comparative entre CURIE et le disdromètre, nous avons rencontré un problème de désynchronisation entre les données que nous avons résolu par corrélation. Nous avons remarqué également un autre décalage aléatoire de l'ordre de 1 ou 2 minutes qui varie d'une heure à une autre et que nous n'avons pas pu éliminer. Ce qui explique la légère décorrélation temporelle entre les 2 mesures.

8.4.2 Problème de repliement spectral

Le spectre doppler est limité normalement par les valeurs de la vitesse maximale $\pm V_{rmax}$. Cette vitesse maximale V_{rmax} est égale (équation 1.10, chapitre 1) :

$$|V_{rmax}| = \frac{\lambda \cdot |f_{dmax}|}{2 \cdot N_{coh}} = \frac{\lambda}{4 \cdot N_{coh} \cdot T_r} \quad (8.6)$$

D'après cette expression, la vitesse maximale dépend de la longueur d'onde, de nombre d'intégrations cohérentes et de la période de répétition des impulsions T_r .

Dans le cas de la mesure air clair classique, 300 intégrations cohérentes sont effectuées pour augmenter le rapport *signal/bruit* et nous utilisons a priori le mode 4, voir annexe A. Mais dans le cas de précipitations, les vitesses Doppler dépassent souvent 5.5 m/s, nous risquons un phénomène de repliement (Il est prévu à l'avenir dans le radar de mettre en place un seuil de détection de pluie afin d'adopter de nombre d'intégrations cohérentes et d'éviter ainsi les problèmes liés au repliement).

Le spectre obtenu est de la forme illustrée par la figure 8.5 :

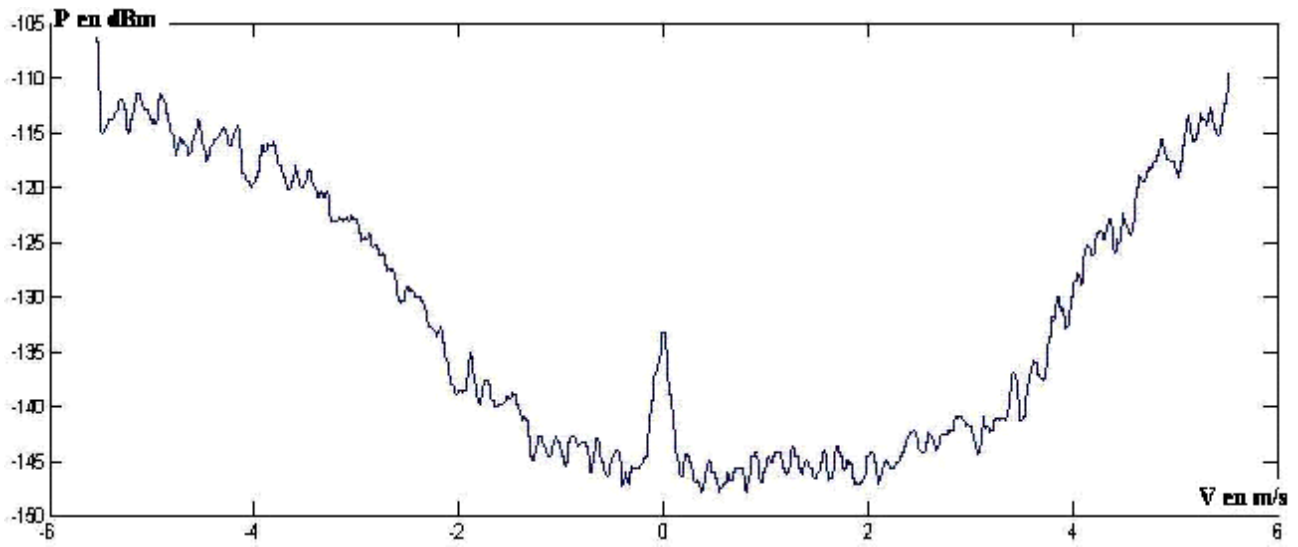


FIGURE 8.5 – Un exemple de spectre Doppler des données de CURIE dans le cas de repliement spectral.

Ce problème n'est pas récent et nous avons trouvé dans la littérature différentes méthodes de correction du problème de repliement, par exemple :

- Utilisation des données des autres instruments, [Yamada and Chong, 1999] et [Eilts and Smith, 1990].
- Estimation de la vitesse vraie en utilisant les données repliées, [Tabary et al., 2001].

Des méthodes plus faciles, citées dans [Tabary et al., 2001] pour corriger le repliement, sont :

- Augmenter l'intervalle des vitesses en utilisant $2.T_r$ (période de répétition des impulsions).
- Décaler le spectre en se basant sur une hypothèse de continuité.

La méthode la plus simple est en effet de décaler le spectre, en se basant sur le principe de continuité des données dans un spectre. En appliquant ce principe sur la figure 8.5, nous obtenons la figure 8.6. C'est le même spectre que la figure 8.5 mais avec correction de repliement et en enlevant l'écho de sol (par modélisation Lorentzienne, chapitre 2, Le Radar CURIE).

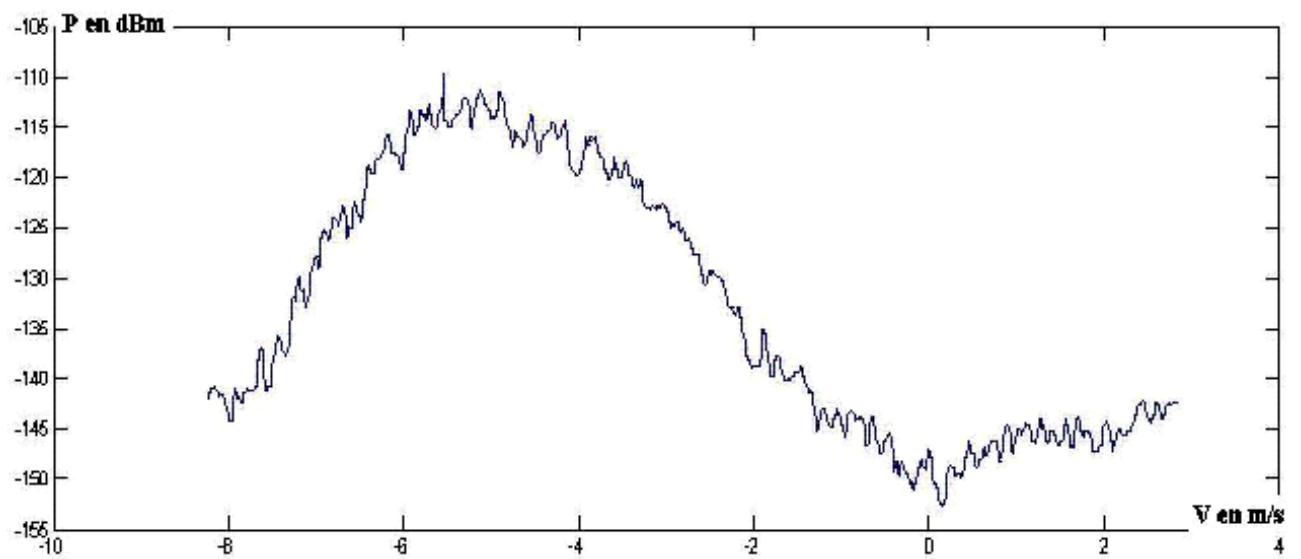


FIGURE 8.6 – Exemple de correction de repliement de spectre Doppler de la figure 8.5 par une méthode de décalage de spectre en se basant sur le principe de continuité des données dans un spectre.

8.5 La neige

La neige est une forme de précipitation, constituée de glace cristallisée et agglomérée en flocons de différentes façons (et de différentes formes). Elle peut être regroupée en plusieurs formes géométriques complexes de différentes tailles.

La neige se forme par condensation de la vapeur d'eau dans les hautes couches de l'atmosphère à une basse température (sous le point de congélation). A cette température, les cristaux de neige, en tombant, s'accrochent à d'autres cristaux pour former des flocons de neige.

Pour la formation de neige, trois conditions sont exigées :

- La présence de vapeur d'eau dans l'atmosphère ;
- Une température assez basse (température négative) ;
- La présences des petites particules comme noyaux de congélation (poussières,...).

La formation de la neige correspond à plusieurs conditions météorologiques qui peuvent changer la forme, la taille ou même transformer (fusion) la neige avant qu'elle n'arrive au sol.

Différents facteurs peuvent agir sur la vitesse de chute de neige, d'après [Hanesch, 1999], des facteurs internes qui prédominent comme : la longueur du flocon, sa largeur ou sa surface. Il y a aussi des facteurs externes qui influent sur la vitesse comme : la densité des particules, le type de cristal, la fusion des particules et l'influence du vent.

De plus, la neige a une masse volumique plus petite que celle de l'eau et la surface est plus grande car les particules de neige se collent entre elles formant des 'panaches' qui sont freinés en descendant, ce qui entraîne une vitesse de chute plus petite qu'en altitude. En fait, la vitesse de chute est affectée par des mouvements de vent ascendant et par la turbulence dans la couche limite atmosphérique.

Différentes types de neige existent exemple : neige balayée, neige collante, neige de printemps, neige en grains, neige de sable, neige fraîche, neige mouillée, neige roulée...

Toutefois notre propos n'est pas de discuter des types de neige, mais de bénéficier de mesures avec CURIE sous la neige, à titre exploratoire.

8.5.1 Etude des granulométries et de la vitesse de chute de la neige

D'après [Gunn and Marshall, 1955], les relations de distributions des gouttes de neige en fonction de leurs tailles sont les mêmes que les précipitations liquides de [Marshall and Palmer, 1948], mais la différence est

N_0 (la constante de la fonction distribution de taille) et Λ ($\Lambda = aR^b$ avec R taux de précipitation, a et b sont des constantes caractéristiques de la distribution).

Nous pouvons trouver toutes les valeurs de ces paramètres dans [Atlas et al., 1973]. Pour mesurer la taille de la neige, nous pouvons utiliser un disdromètre qui, comme pour les mesures de pluies, pourrait nous donner une information sur la vitesse et la taille de particules de neige. Cependant comme les flocons ne sont pas sphériques, la mesure par disdromètre est inadaptée. D'autres instruments peuvent mesurer le profil de la vitesse de chute de la neige tels le Radar et le Sodar. Ici il faut également préciser que la neige ne provoquant pas, en principe, de bruit donc le Sodar peut également donner des informations sur la chute de neige.

Malheureusement la littérature concernant les précipitations de neige observées par les radar ne traitent que des profils de vitesse à des altitudes élevées, supérieures à 1 km et non dans les basses couches. Cependant nous avons trouvé un article qui montre des profils de vitesses en basse altitude avec un Sodar, [Melling and List, 1978]. Ces auteurs ont calculé le profil de vitesse, l'écart type de la vitesse et la réflectivité provenant de la neige et enfin la distribution de probabilité de la réflectivité.

8.5.2 Mesure par CURIE

CURIE ayant une longueur d'onde de 3.2 cm , peut être sensible à la neige. Dans le cas d'un événement neigeux, nous avons mesuré la puissance reçue. Le résultat du profil de la vitesse est représenté dans la figure 8.7. Dans cette figure, nous remarquons que la vitesse du vent varie avec l'altitude pour un instant donné. Nous pouvons aussi remarquer dans la figure 8.8, à gauche, qui présente les spectres Doppler en fonction de l'altitude que la vitesse augmente avec l'altitude puis elle atteint un maximum et décroît. Nous retrouvons ce même résultat dans [Melling and List, 1978], à droite pour 2 mesures de profils de vitesse de chute de neige mais nous n'avons pas le même maximum (en vitesse et en altitude) en revanche les 3 courbes ont le même comportement. La décroissance de la vitesse en fonction de l'altitude de haut en bas peut être due à l'intensité comparable de l'écho provenant de la turbulence et celle de mouvement descendant de la neige. Nous pouvons dire également que les 2 échos sont mélangés et cela peut être montré par l'existence d'une autre 'bosse' dans les spectres Doppler provenant probablement de la turbulence.

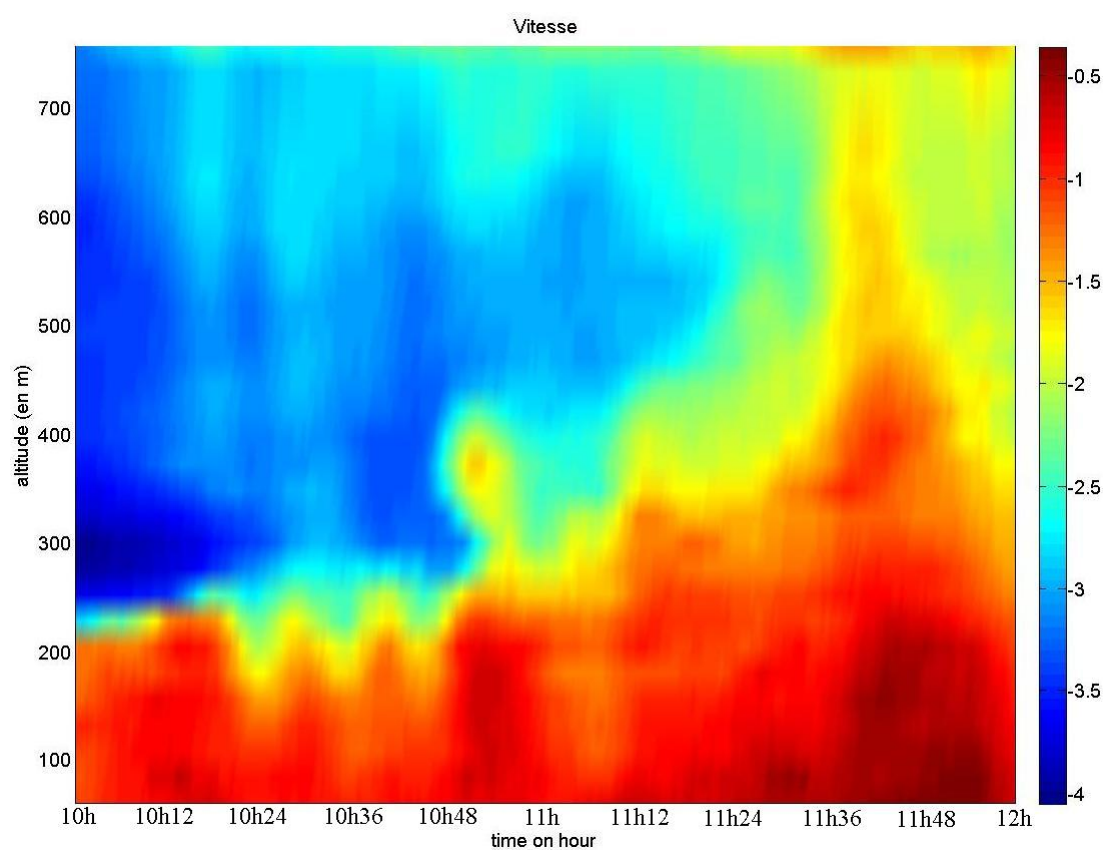


FIGURE 8.7 – Vitesse Doppler sous la neige (m/s) en fonction du temps et de l'altitude, de 10h à 12h le 5 Janvier 2009).

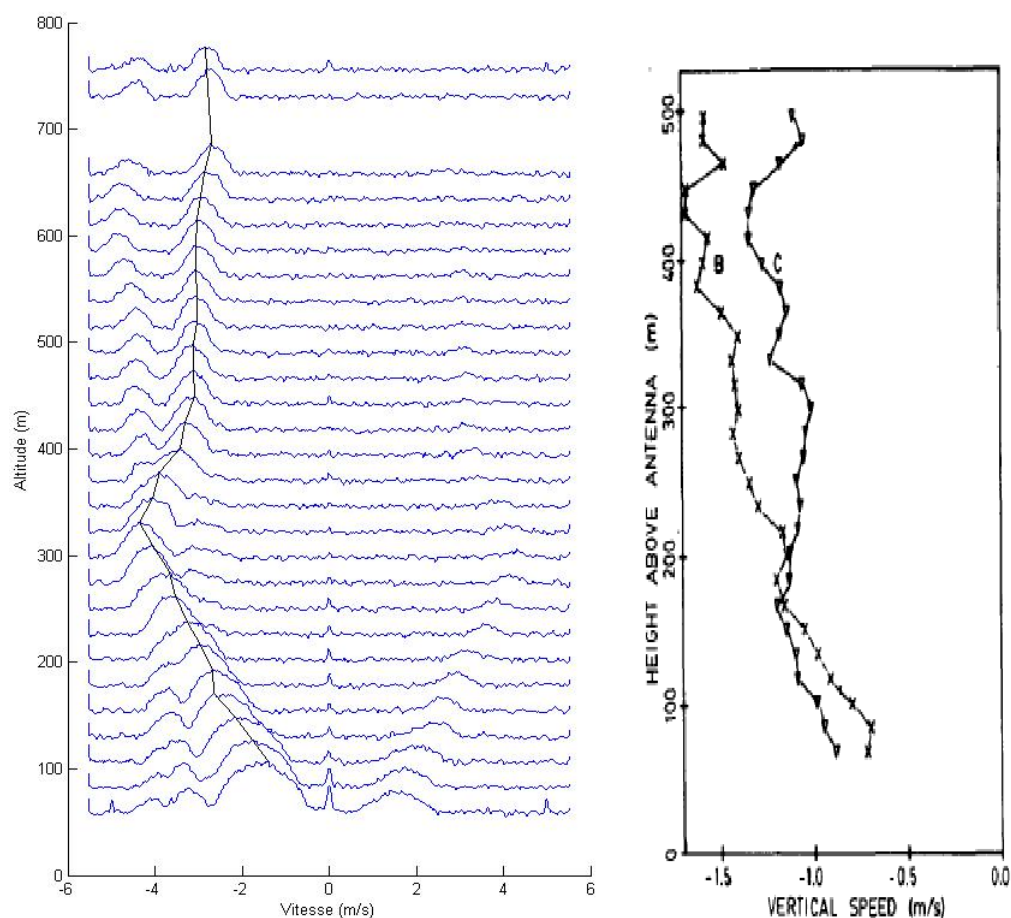


FIGURE 8.8 – Profil vertical de vitesse de chute de la neige, à gauche résultat de CURIE et à droite une observation de vitesse de chute de la neige à partir d'un Sodar, extrait de l'article de (Melling et List ,1978).

Pour avoir une idée sur le profil de température potentielle et d'humidité relative mesurées par le radiosondage, nous obtenons les résultats dans les figures 8.9 et 8.10. Nous remarquons que les 2 mesures donnent la même altitude de couche stable que celle donnée par CURIE (proche de 300 m). A noter que cette altitude fournit la zone de transition autour de l'isotherme zéro.

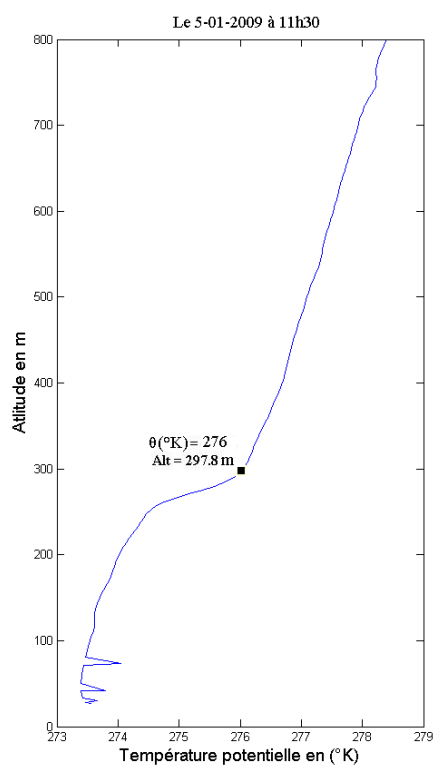


FIGURE 8.9 – Profil de température potentielle ($^{\circ}\text{K}$) mesurée à 11h à partir de radiosondage le 5 Janvier 2009.

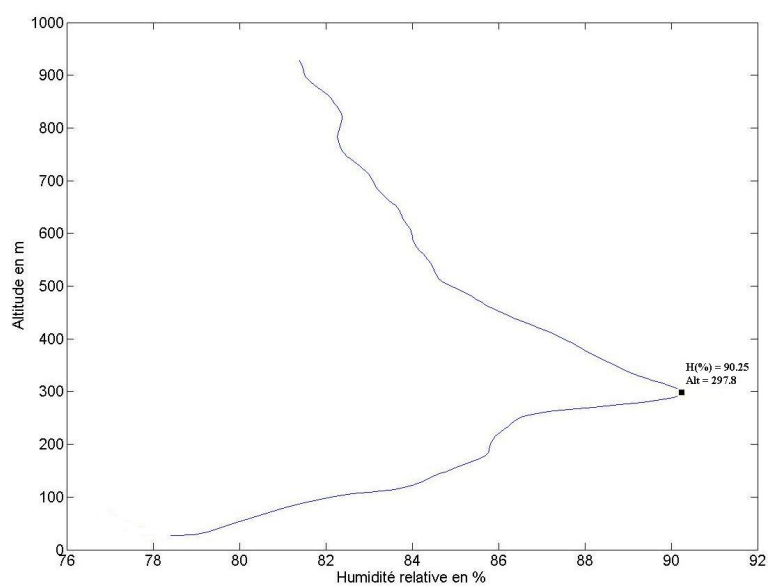


FIGURE 8.10 – Profil de l'humidité relative (en %) mesurée à 11h à partir de radiosondage le 5 Janvier 2009.

8.6 Conclusion

Dans ce chapitre nous avons démontré que CURIE peut donner des informations convaincantes sur les caractéristiques des précipitations à différents niveaux d'altitude et que ces résultats sont en cohérence avec ceux mesurés à la surface en utilisant un disdromètre. Pour les résultats dans le cas de la neige, nous avons montré que CURIE pourrait être utilisé pour l'étude de la dynamique de la neige dans les basses couches. D'une façon générale, si nous observons le domaine d'observation de CURIE limité aux basses couches, nous percevons assez bien l'utilisation qui peut être faite pour comprendre la dynamique des précipitations dans un tel domaine. En effet, une fois ce radar étalonné à partir d'un disdromètre sur un site homogène pour un nombre de situations variées, il est alors possible d'utiliser CURIE sur des sites complexes comme des sites urbains dans des conditions où les disdromètres et les pluviomètres ne peuvent plus être considérés comme représentatifs.

Conclusion et perspectives

L'objectif de mon travail était d'analyser les données du radar CURIE et de démontrer que cet instrument permettait véritablement d'effectuer des mesures physiques convaincantes dans la couche limite atmosphérique dans différentes conditions que ce soit en ciel clair ou sous les précipitations.

J'ai tout d'abord introduit les différents aspects relatifs à mon sujet de recherche :

- Explicitation des techniques radar permettant d'introduire les particularités du radar CURIE.
- Description succincte des éléments de la couche limite convective et de la turbulence de petite échelle nécessaires à la compréhension de l'utilisation de radar en ciel clair.
- Description des éléments de la physique des précipitations, en relation avec le « radar météorologie » et permettant d'explicitier l'utilisation du radar CURIE en conditions de précipitation.

Les caractéristiques techniques du radar nécessaires pour comprendre le traitement du signal Doppler du radar et les caractéristiques physiques des données pour comprendre les phénomènes dans la couche limite ont alors été présentées. J'ai alors pu introduire mes contributions personnelles :

- Après avoir mis au point une méthode de calcul des spectres Doppler lissés par des filtres moyens et filtres médians à partir des données brutes et éliminé les échos fixes par ajustement de fonctions lorentziennes, j'ai mis au point le traitement du signal Doppler permettant d'estimer de façon simple et rapide les paramètres spectraux aussi bien en ciel clair que sous les précipitations.
- J'ai ainsi modélisé les spectres expérimentaux à partir de modèles gaussiens dans le cas de précipitation et lorentziens en ciel clair. Ces méthodes d'estimation des paramètres spectraux (réflectivité, vitesse Doppler et variance Doppler) ont été définies avec des seuils d'acceptation et de réjection de données que nous avons considérés comme réalistes qu'il convenait de vérifier dans leur utilisation. J'ai alors appliqué les méthodes mises au point pour l'analyse des données du radar CURIE pour la physique de la couche limite et l'analyse des précipitations.
- Les résultats ont été divisés en 3 parties :

1. La première partie est l'étude de la physique de la couche limite en ciel clair, elle est consacrée à l'utilisation du radar en visée verticale dans les conditions où seule cette configuration était possible.

- J’ai pu montrer en comparant les fluctuations de vitesse verticale estimée par CURIE et un radar UHF d’EDF proche de CURIE sur le site du SIRTa que les mesures de ces fluctuations (sur des périodes d’une heure) sur les deux instruments étaient très comparables et ceci sur une période de 5 jours.
 - J’ai mis au point une méthode permettant d’estimer les hauteurs de l’inversion radiative qui m’ont permis de préparer des algorithmes d’estimation de l’entraînement sommital au niveau de ces inversions. Cette méthode s’inspirant de travaux théoriques et expérimentaux a été établie dans des perspectives d’expérimentation programmée sur terrain homogène où les flux de surface pourraient être représentatifs de cet entraînement.
 - J’ai testé les mesures du Cn^2 , coefficients de structure de la turbulence d’indice de réfraction en utilisant des radiosondages assez éloignés de CURIE (18 km). Des considérations de physique de la mesure ont permis de justifier la difficulté de paramétrer Cn^2 à partir de radiosondages et le facteur deux trouvé entre les mesures par CURIE et à partir des radiosondages n’a pas été trouvé étonnant compte tenu par exemple de la difficulté de mesurer précisément des gradients de variables atmosphériques et les incertitudes sur les échelles de turbulence devant être paramétrées en altitude.
2. La 2^{ème} partie est consacrée à l’utilisation de CURIE en visée oblique grâce au positionneur d’antenne récemment mis au point au LATMOS.
- J’ai pu alors déterminer le vent horizontal à partir de CURIE qui était l’objectif principal du développement de ce radar. J’ai ainsi pu montrer en profitant de l’intervention sur le site d’un Lidar produit par la société Léosphère et d’un Sodar Remtech d’EDF, que les mesures du vent horizontal par CURIE étaient comparables statistiquement à celles de ces instruments justifiant l’utilisation de CURIE comme profileur de vent. En particulier, les comparaisons entre les mesures de CURIE et celles des radiosondages de Météo France à Trappes ont montré que les mesures de CURIE étaient proches de celles des radiosondages jusqu’à 700 mètres. Certes les différences dans les basses couches entre CURIE et les radiosondages sont expliquées par l’aspect basses couches de nature très différente sur les deux sites.
 - Afin d’analyser la vraisemblance des mesures du vent horizontal dans les basses couches, j’ai utilisé un modèle de croissance logarithmique dans des conditions de neutralité prenant en compte le niveau de référence de 30 mètres de l’anémomètre sonique au sommet du mat et la variabilité de la rugosité de la surface en fonction de la direction du vent.
3. La 3^{ème} partie est consacrée à l’étude des précipitations.
- J’ai pu montrer l’utilisation du radar CURIE sous les précipitations et justifier l’utilisation d’un disdromètre à des fins d’étalonnage du radar.

- J’ai également montré des observations de précipitations de neige dans les très basses couches et j’ai énoncé quelques pistes d’étude en comparant avec une publication unique de télédétection acoustique de la neige dans la très basse couche. En particulier la méthode que j’ai mise au point pour séparer le spectre de la précipitation de celui de ce que l’on suppose être de la turbulence devrait permettre d’aller plus loin dans ce domaine.

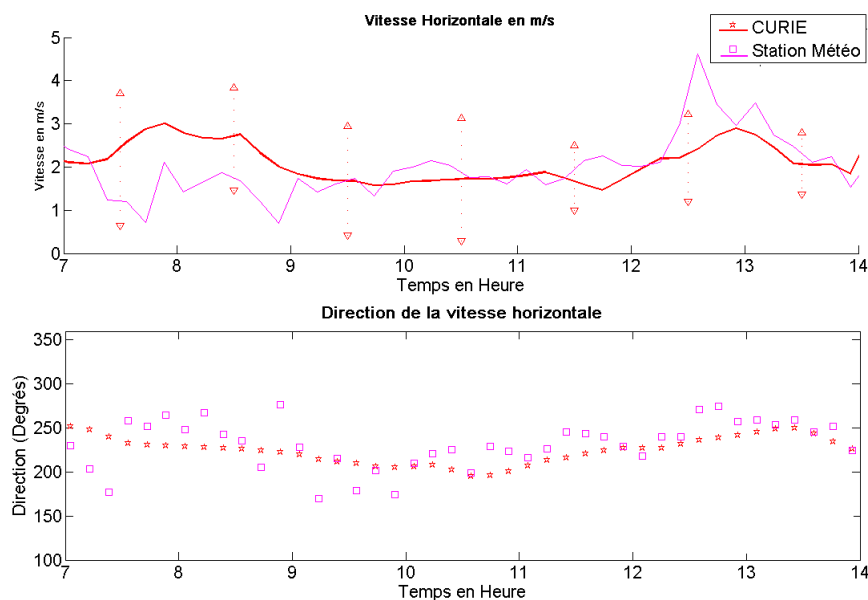
Je peux donc dire ainsi que j’ai d’une part préparé des méthodes d’utilisation du radar CURIE pour l’étude de la couche limite atmosphérique dans différentes conditions et qu’en plus j’ai obtenu des résultats statistiques sur, en particulier, la validité des mesures de vent, du radar CURIE, convaincantes.

Cependant une véritable validation eût nécessité une réalité de terrain avec un mat de grande hauteur instrumenté tel la tour du KNMI (Royal Netherlands Meteorological Institute) aux Pays-Bas ou la tour de Boulder aux USA.

Les perspectives d’utilisation en matière de recherche du radar CURIE qui est en fait un « radar tout temps » à condition que le niveau de réflectivité soit suffisant, sont nombreuses :

1. Tout d’abord la première utilisation concerne la micrométéorologie urbaine, importante lorsque nous nous intéressons par exemple à la dynamique des contaminants et que l’entraînement au sommet de la canopée urbaine est un objet scientifique à documenter.
2. L’hydrologie urbaine est également un domaine d’application et la connaissance de la pluie dans le ville en accompagnement des mesures des grands radar météorologiques est un domaine à explorer.
3. Concernant la couche limite maritime MABL (Marine Boundary Layer) et les précipitations associées au-dessus de l’océan, des petits radar comme CURIE sont des candidats pour l’étude d’une part du développement de la couche limite et du vent hors du sillage des navires et d’autre part pour la mesure des précipitations en relation avec les flux de surface et l’évolution de l’eau douce de surface due à la pluie qui contribue à l’évolution de la salinité de surface.
4. Afin d’illustrer in fine de façon prospective l’utilisation du radar CURIE en mode multipointage d’antenne sous la précipitation, je montre comment la séparation entre la précipitation et la turbulence permettrait d’estimer le vent sous la précipitation. J’utilise ici la méthode de séparation que j’ai mise au point dans la partie du traitement du signal de CURIE (chapitre 5), les étapes de calcul sont les suivantes :
 - (a) Correction du repliement spectral, car avant la précipitation, nous appliquons le mode 4 du radar avec 300 intégrations cohérentes, avec 5.5 m/s comme vitesse maximale, voir Annexe A, et la vitesse est supérieure au domaine des vitesses du champs précipitant.
 - (b) Suppressions de l’écho de sol par une fonction lorentzienne, voir chapitre 2, partie 2.4.2.

- (c) Représentation du spectre de précipitation par une gaussienne, en appliquant la méthode décrite dans le chapitre 5 (ici nous avons appliqué la 1^{ère} méthode, sans itération).
- (d) Soustraction de la fonction gaussienne du spectre, pour éliminer les mouvements atmosphériques affectant la composante du spectre liée à la précipitation.
- (e) Application de la méthode DBST pour calculer la vitesse du vent horizontal. La seule difficulté est d'estimer si les mesures de vent horizontal sont réalistes et correspondent à un transport turbulent. J'ai utilisé comme critère de vraisemblance, une comparaison avec des mesures de la station météorologique (la même station météorologique détaillée dans le chapitre 7) qui est a priori peu affecté par la précipitation. Les résultats préliminaires sont présentés sur la figure suivante :



Comparaison de la vitesse horizontale et direction pour une période précipitante entre CURIE et une station météorologique, le 1 Septembre 2009 au Sirta

Il faut signaler que le taux de précipitation cumulé pendant la période de comparaison, le 1 Septembre 2009 au Sirta entre 7h et 14h est de 2.5 mm/h et nous avons une faible précipitation.

Cette figure, essentiellement pour la direction du vent, montre que la direction calculée paraît raisonnable. Pour le module du vent, il est difficile de conclure mais il semble raisonnable. Cependant, la nature de la turbulence sous les précipitations reste encore une question qu'il conviendrait de documenter. En particulier la question de l'estimation des flux turbulents sous la pluie à la surface de l'océan permettrait de mieux estimer les bilans d'énergie, par exemple dans les régions tropicales. Dans ces conditions, la variance spectrale liée à la turbulence sous les précipitations serait utile à analyser dans les basses couches.

Annexe A

Les différentes modes de fonctionnement du radar CURIE

Les différentes modes du radar CURIE et ses différentes paramètres

Mode	Codé ou biphase	Distance ambiguë (en m)	T_r (en μs)	Vmax (en m/s)	Nombre de portes
1	Biphase	90	0.6	44	4
2	Biphase	180	1.2	22	8
3	Biphase	360	2.4	11	16
4	Biphase	720	4.8	5.5	32
5	4 moments	180	1.2	22	8
6	4 moments	360	2.4	11	16
7	4 moments	720	4.8	5.5	32
8	8 moments	360	2.4	11	16
9	8 moments	720	4.8	5.5	32
10	16 moments	720	4.8	5.5	32

TABLE A.1 – Les différentes modes du radar CURIE et les différentes paramètres.

Annexe B

Le Chaff et le radar CURIE

Le Chaff et le radar CURIE : ‘suivi’ de la turbulence en ciel clair dans la couche limite.

Introduction

Le Chaff (paille) correspond à des cibles artificielles dont le rôle est généralement dédié à la défense pour brouiller des radar ennemis. Il est composé habituellement de fibres de verre SiO_2 recouvertes d’aluminium, des fibres de carbone conductrices sont également utilisées. La densité de ces cibles est fonction du diamètre des fibres, le revêtement d’aluminium n’étant pas a priori uniforme. Les fibres de Chaff correspondent à des cylindres de diamètres beaucoup plus petits que leur longueur et ont en moyenne des vitesses de chute bien définies. On tire partie de la forte réflectivité radar associée à ces cibles pour observer la turbulence atmosphérique. En effet pour un ensemble de brins de Chaff de vitesse de chute bien déterminée, soumis aux aléas des mouvements atmosphériques, un radar Doppler en visée verticale verra dans une porte de distance, une réflectivité importante due à l’ensemble des brins à l’intérieur de la porte observée. En plus, il détectera une vitesse Doppler liée à la vitesse de chute des cibles et à la vitesse verticale de la turbulence à l’intérieur du volume de la porte radar.

L’enjeu de l’utilisation du Chaff est de pouvoir ‘tracer’ pour le radar des mouvements turbulents en ciel clair lorsque les niveaux de turbulence sont a priori faibles.

Par exemple, dans des mouvements ascendants liés aux panaches convectifs où la vitesse verticale peut atteindre 40 cm/s à plusieurs m/s , [Taconet and Weill, 1983], la vitesse du Chaff correspondrait à un mouvement d’ensemble de quelques dizaines de cm/s avec une très faible dispersion de vitesse et nous distinguerions les mouvements verticaux atmosphériques qui bénéficient de la réflectivité des cibles artificielles.

Concernant la mesure de la turbulence atmosphérique dans les conditions convectives en ciel clair, il a été

montré par [Campistron, 1975], que les insectes très présents en fin de printemps et en été se comportaient comme du Chaff et servaient de traceurs de la turbulence atmosphérique, tout au moins lorsque leurs vitesses de déplacement étaient faibles, en augmentant les niveaux de réflectivité.

Le radar CURIE, petit radar en bande X défini pour une mesure de réflectivité de la turbulence équivalent à une fonction de structure des fluctuations d'indice de réfraction Cn^2 de $10^{-16}m^{-2/3}$ devrait être sensible à la turbulence atmosphérique. Il devrait également être sensible à la réflectivité due aux insectes. Cependant, dans des conditions hivernales anticycloniques, avec de la convection en ciel clair sous l'inversion radiative, et nous le pensons, une absence d'insectes, nous avons des mesures de turbulence par le radar CURIE qui semblaient de niveau significatif.

Afin de tester la validité des observations de la réponse du radar CURIE dans ces conditions hivernales, nous avons souhaité renforcer les réponses en réflectivité du radar en ajoutant des cibles artificielles, puis en comparant avec la réponse du radar avant le lâcher des cibles et quelque temps après, lorsque les cibles ont été largement diffusées dans la couche limite.

Cette expérimentation a été tentée au SIRTA en utilisant comme largueur des cibles un petit avion radiocommandé, tout d'abord en tant qu'expérience de faisabilité. Ce petit aéronef possède des soutes à ouvertures télécommandables, chargées en Chaff (système développé par Denis Bourras (LATMOS)), figure B.1. La charge élémentaire en Chaff est de 50 grammes. Des expériences d'ensemencement en Chaff ont déjà été entreprises avec succès par les « radaristes atmosphériques » et en particulier en France lors de l'expérience COPT 81 en Côte d'Ivoire, en utilisant les radar Ronsard. Des résultats intéressants sur les mouvements convectifs de la couche limite tropicale ont été obtenus, [Eymard and Weill, 1988].

Dans la partie 2, nous décrirons succinctement les éléments de la dynamique du Chaff et définirons les caractéristiques de ces cibles. Nous décrirons dans la partie 3 la première expérience Chaff de faisabilité au SIRTA, où nous avons bénéficié d'une aide logistique très efficace et montrerons les résultats de cette première expérience. Dans la partie 4, nous donnerons les premiers résultats de cette campagne d'essai. En conclusion, nous définirons une stratégie d'ensemencement en Chaff qui permette des observations plus significatives que celles que nous avons eues.

Caractéristiques des cibles artificielles

Ces cibles ont comme longueur $l = 1.6\text{ cm}$ mais comme diamètre D seulement $23\text{ }\mu\text{m}$. Autrement dit avec $D/l = 0.0014375$, elles se comportent comme de véritables dipôles avec une longueur égale à la demi-longueur d'onde radar et elles constituent des diffuseurs de Bragg pour le rayonnement du radar CURIE. Concernant la dispersion des diamètres des tailles, elle nécessiterait une mesure de diffraction Laser comme il a été

effectué sur une tour pour tester du Chaff utilisable pour le radar NEXRAD à NSSL (National Severe Storms Laboratory). En utilisant leurs résultats pour du Chaff de $28\mu m$, l'écart type des diamètres devrait être inférieur à 12% compte tenu des techniques de fabrication industrielle semblables utilisées.

La masse et la densité du Chaff sont liées à sa géométrie.

Les cibles, correspondent à des cylindres de $25\mu m$ et 60% du volume est composé de Silice de $2.7 g/cm^3$ avec une couronne d'Aluminium de densité $2.7 g/cm^3$ ce qui correspond à 40% du volume, ce qui donne une densité de Chaff de $2.34 g/cm^3$.

Nous pouvons calculer pour un diamètre de Chaff donné sa densité par la relation [Arnaud et al., 2004] :

$$\rho(D) = (2.34 \cdot 25^2 + 2.7 \cdot (D^2 - 25^2))/D^2 \quad (B.1)$$

Nous aurions ainsi pour le diamètre de 23 microns une densité de $2.27 g/cm^3$, un volume élémentaire de $6.64 \cdot 10^{-6} cm^3$ et donc une masse de $1.509 \cdot 10^{-5} g$. Donc pour une charge de Chaff élémentaire de 50 grammes, nous disposons d'environ 3.3 millions de brins, mais il faudrait tenir compte de l'incertitude sur les diamètres.

Examinons maintenant le comportement dynamique de ces fibres :

Une particule de masse m de vitesse de chute w va être soumise à une accélération dw/dt sous l'action de son propre poids et la force de traînée visqueuse va intervenir par l'intermédiaire du mètre couple du dipôle :

$$m \frac{dw}{dt} = m \cdot g - \rho_{air} \cdot A \cdot C_d \cdot w^2/2 \quad (B.2)$$

A est la section efficace (mètre couple) et C_d le coefficient de traînée.

Nous prenons comme coefficient de traînée celui d'un cylindre orienté horizontalement et de dimension infinie [Juisto and Eadie, 1963], [Malcolm and Raupach, 1991] puisque comme nous l'avons vu l/D est très grand.

Nous procédons comme en physique des nuages et nous recherchons la vitesse terminale atteinte par un dipôle élémentaire de Chaff. Puisque la vitesse limite est atteinte $dw/dt = 0$.

Ainsi :

$$w_t = ((mg)/(\rho_{air} \cdot A \cdot C_d))^0.5 \quad (B.3)$$

Le nombre de Reynolds R :

$$R = w_t \cdot D \cdot \rho_{air}/\nu \quad (B.4)$$

Où ν est la viscosité dynamique de l'air.

C_d est relié au nombre de Reynolds par la relation :

$$C_d = 10.5 R^{-0.63} \quad (\text{B.5})$$

Dans le cas des faibles nombres de Reynolds (entre 0.5 et 10) qui correspondent à des écoulements laminaires, en combinant (B.3) et (B.5), nous trouvons l'expression :

$$w_t = \frac{\left[\left(\frac{\pi}{12}\right) \cdot \rho_{Chaff} \cdot g\right]^{0.73} \cdot D^{1.119}}{\mu^{0.46} \cdot \rho_{air}^{0.27}} \quad (\text{B.6})$$

Ce qui permet de déterminer la vitesse de chute attendue pour le Chaff choisi, ce qui donne 16 *cm/s* comme vitesse de chute d'ensemble avec une variabilité de quelques *cm/s*.

Nous remarquons donc qu'avec une réflectivité importante due à l'utilisation de véritables dipôles et une vitesse de chute bien déterminée, nous disposons d'un traceur de la turbulence très intéressant au même titre que certains insectes.

Bien que nous ne disposons pas d'éléments suffisants pour connaître la concentration en Chaff dans les portes du radar nous pourrions utiliser un autre radar de plus petite longueur d'onde afin de connaître le nombre d'éléments dans les volumes observés en suivant la loi classique de diffusion de Rayleigh, en reliant la réflectivité du radar au nombre d'éléments de diamètre D dans le volume correspondant observé.

La première expérience Chaff

La première expérience de Chaff a été menée le 22 Octobre 2008 au SIRTÀ, entre 10h et 11h30. Les conditions météorologiques étaient anticycloniques, avec une température voisine de 9°C, une pression de 1000 *hPa* et une humidité relative voisine de 85%.

Dans ces conditions, l'inversion matinale était à une basse altitude (moins de 500 *m*). Un petit aéronef radiocommandé, avec une soute à ouverture commandable à distance a été déployé sur le site du SIRTÀ. La soute de ce petit avion utilisait une charge de 50 *g* de Chaff qui était largué à 170 *m* d'altitude au voisinage du radar CURIE.

3 essais de vol ont été effectués pour mettre au point la technique de largage. Pour connaître l'altitude, l'aéronef possède un capteur de pression qui permet grossièrement d'estimer l'altitude de largage (de l'ordre de 170 *m*).



FIGURE B.1 – Aéronef télécommandable.

Résultats et Discussion

Dans les 5 figures suivantes, nous allons montrer la réponse du radar en puissance spectrale, en vitesse (dans notre cas la vitesse radiale avec 10° d'inclinaison par rapport à la verticale), et l'écart type de vitesse ou l'élargissement spectral. Nous voyons clairement la réponse de la réflectivité du Chaff, le signal commence à une altitude de 190 m puis nous remarquons que le Chaff tombe.

La puissance augmente avec le temps alors que l'altitude de signal diminue. Pour l'ordre de grandeur de vitesse de chute, il commence par une vitesse proche de 0.5 m/s puis augmente jusqu'à 1.2 m/s . Dans la figure B.3, nous remarquons une vitesse de chute de l'ordre de 2.5 m/s qui est causée a priori par l'enveloppe qui entoure la charge des Chaff, avant la dispersion des brins de Chaff. Cependant à la suite d'un positionnement de l'antenne à 10° de la verticale, une influence d'une composante horizontale n'est pas à exclure. La vitesse spectrale calculée, figure B.4, montre que la vitesse de chute diminue linéairement jusqu'à qu'elle atteigne zéro, puis il y a une vitesse ascendante qui croît aussi linéairement, voir les 6 premiers spectres en altitude. Nous remarquons dans cette figure des courbes de vitesse, un décalage de temps régulier, relié à la vitesse de

chute faible du Chaff. En effet, le Chaff se déplace d'une porte à l'autre.

L'élargissement spectral augmente aussi avec l'augmentation de la puissance, figure B.5 et B.6. Dans la figure B.5, nous remarquons un élargissement de l'ordre de 6 m/s du a priori au passage de l'aéronef dans le volume de Chaff en voie de diffusion.

Dans la figure B.6, nous remarquons la variation de l'élargissement qui, à l'altitude de 180 m , est en moyenne de 0.5 m/s et qui augmente avec la diminution de l'altitude. Nous retrouvons clairement l'élargissement spectral causé par l'aéronef (à 132 m).

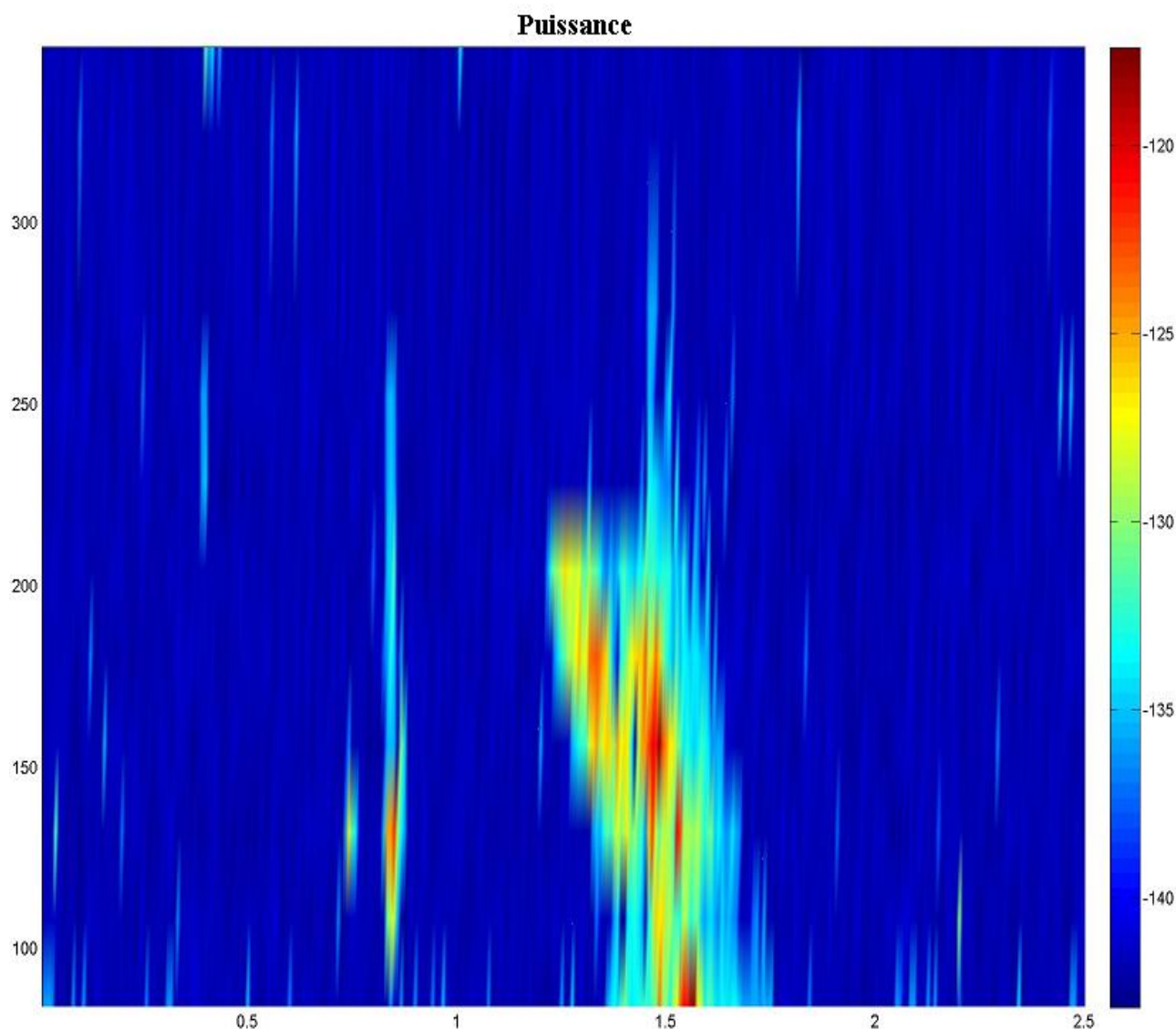


FIGURE B.2 – Puissance mesurée par CURIE, SIRT A 22-10-2008.

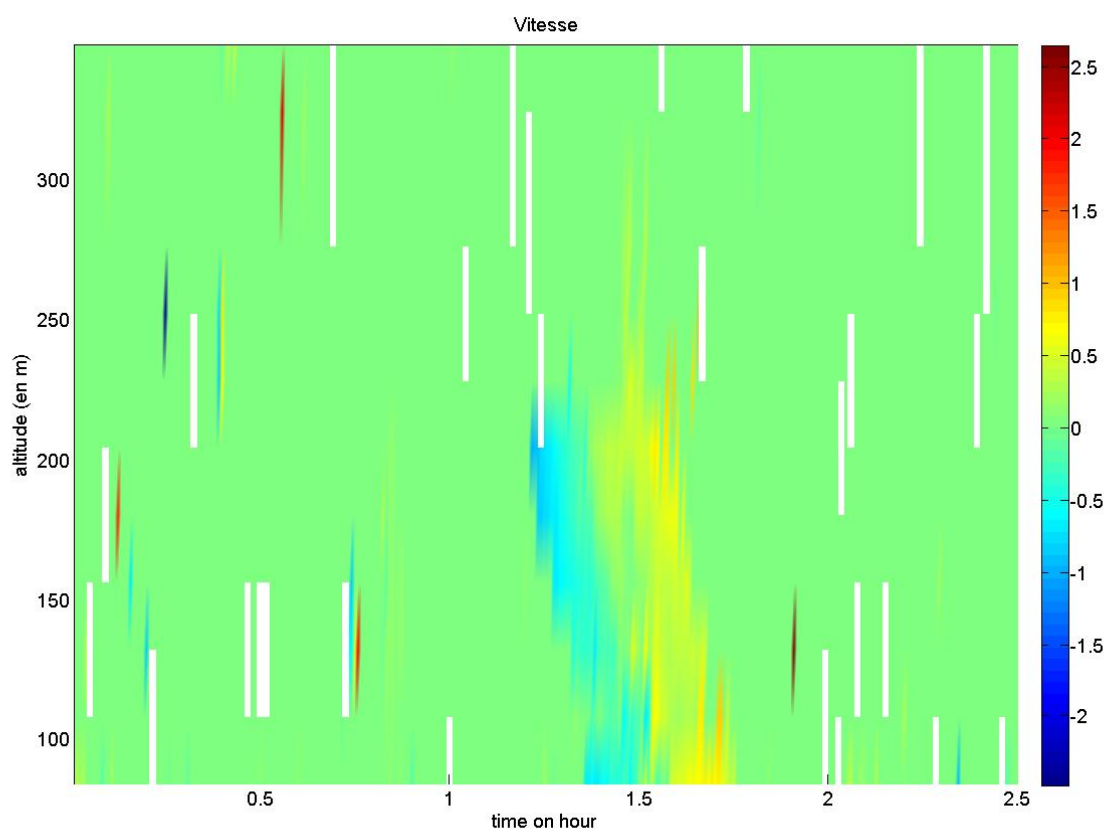


FIGURE B.3 – Vitesse mesurée par CURIE, SIRTa 22-10-2008.

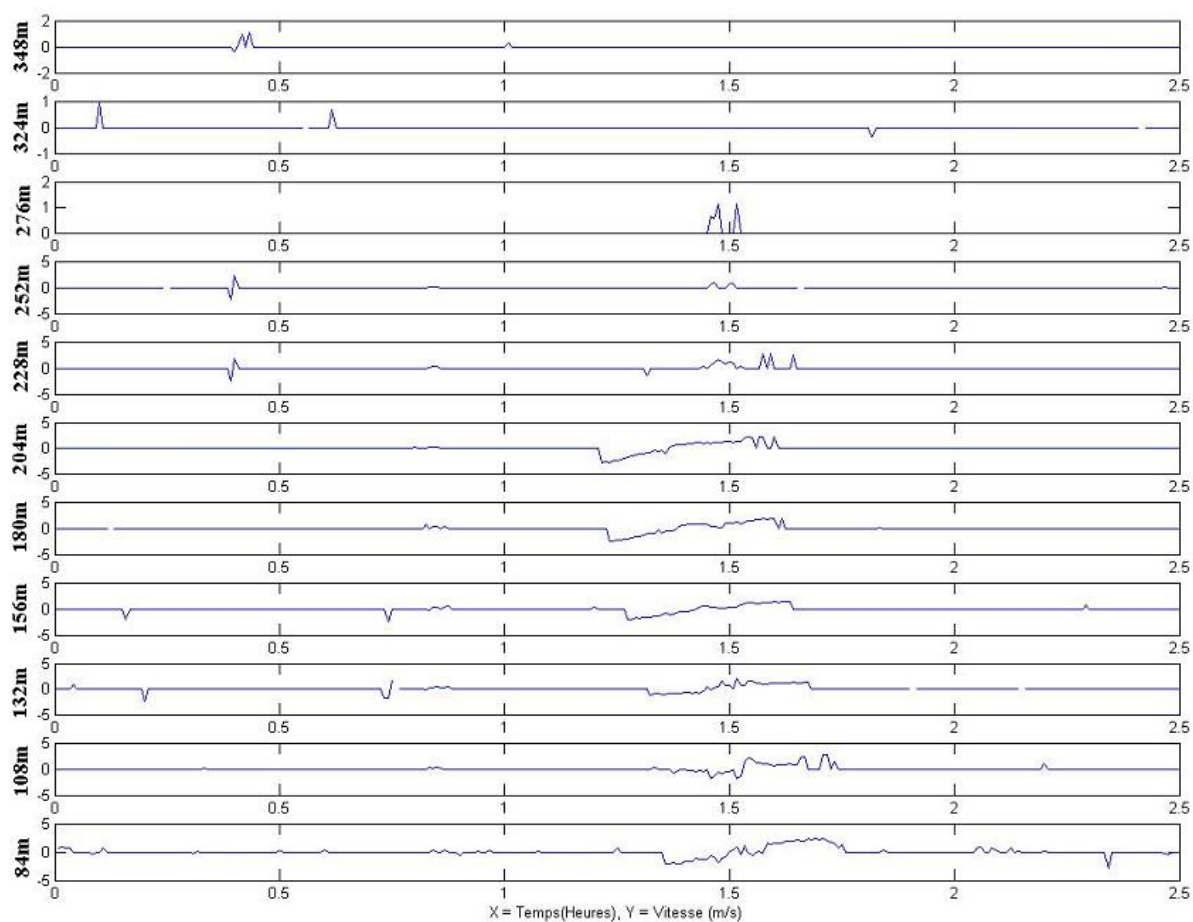


FIGURE B.4 – Vitesse radiale mesurée par CURIE, selon les portes, SIRTa 22-10-2008.

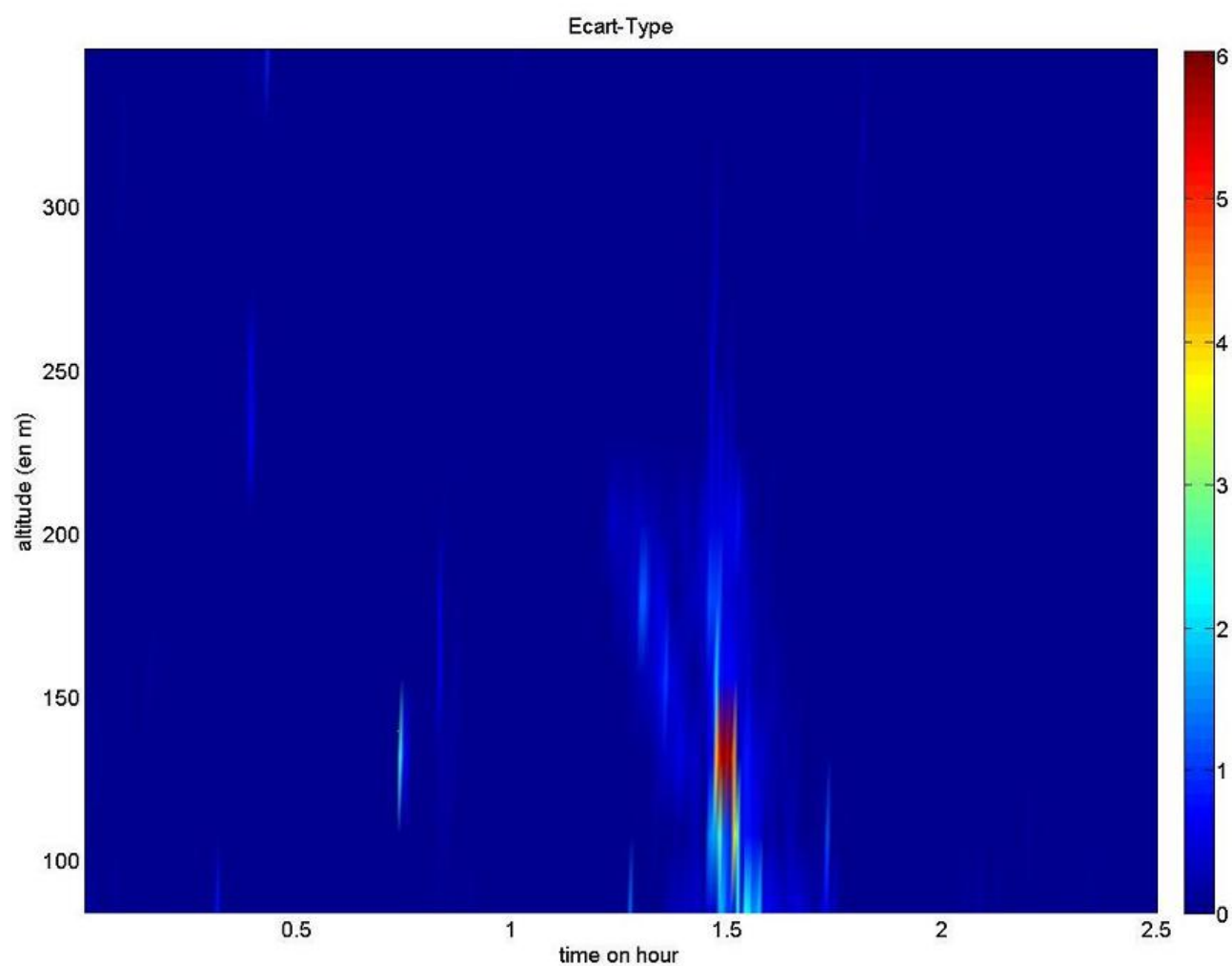


FIGURE B.5 – Elargissement spectral (Ecart type) mesuré par CURIE, SIRT A 22-10-2008.

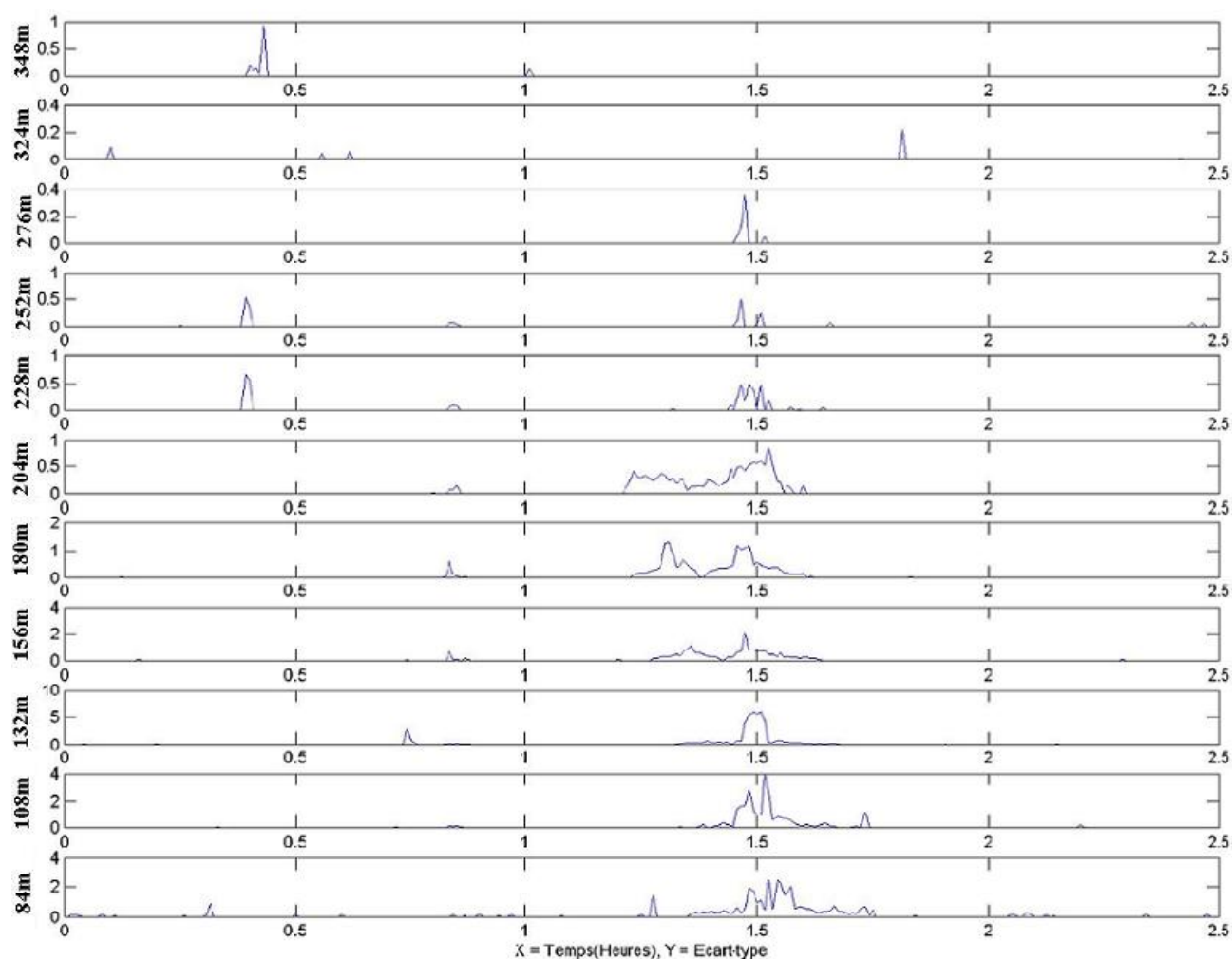


FIGURE B.6 – Elargissement spectral (Ecart type) mesuré par CURIE, selon les portes, SIRTa 22-10-2008.

Pour mieux détailler la réponse du Chaff sur le radar CURIE, la figure B.7 nous montre l'évolution de la dispersion du Chaff en fonction de l'altitude. Nous avons représenté les spectres Doppler (en couleur) et leurs évolutions temporelles dans plusieurs portes d'altitude.

La figure B.7-a nous montre exactement le trajet de dispersion des Chaff et l'évolution de la valeur de la puissance reçue.

Les 2 figures B.7-b et B.7-c montrent toujours l'évolution du mouvement de Chaff, nous remarquons une diminution de la vitesse et à partir de ces 2 figures, nous observons le décalage du temps de réponse déjà signalé dans la figure B.4.

Dans la figure B.7-d, nous remarquons que le spot rouge est plus large par rapport aux autres figures et est sans doute dû au passage de l'aéronef qui pollue la réponse dans cette porte, mais la porte est également affectée par la dispersion en vitesse des cibles.

A partir de cette figure, nous remarquons une ligne verticale centrée à la vitesse 0, c'est la réponse de l'écho

de sol.

Dans la figure B.7-e, nous remarquons que la dispersion occupe une surface plus grande, que l'on retrouve sur la figure B.7-f où le volume augmente de plus en plus, caractéristique des cibles de 'Chaff' Enfin dans la dernière figure, B.7-g, nous remarquons une pollution dans le domaine des vitesses qui masque la réponse des cibles.

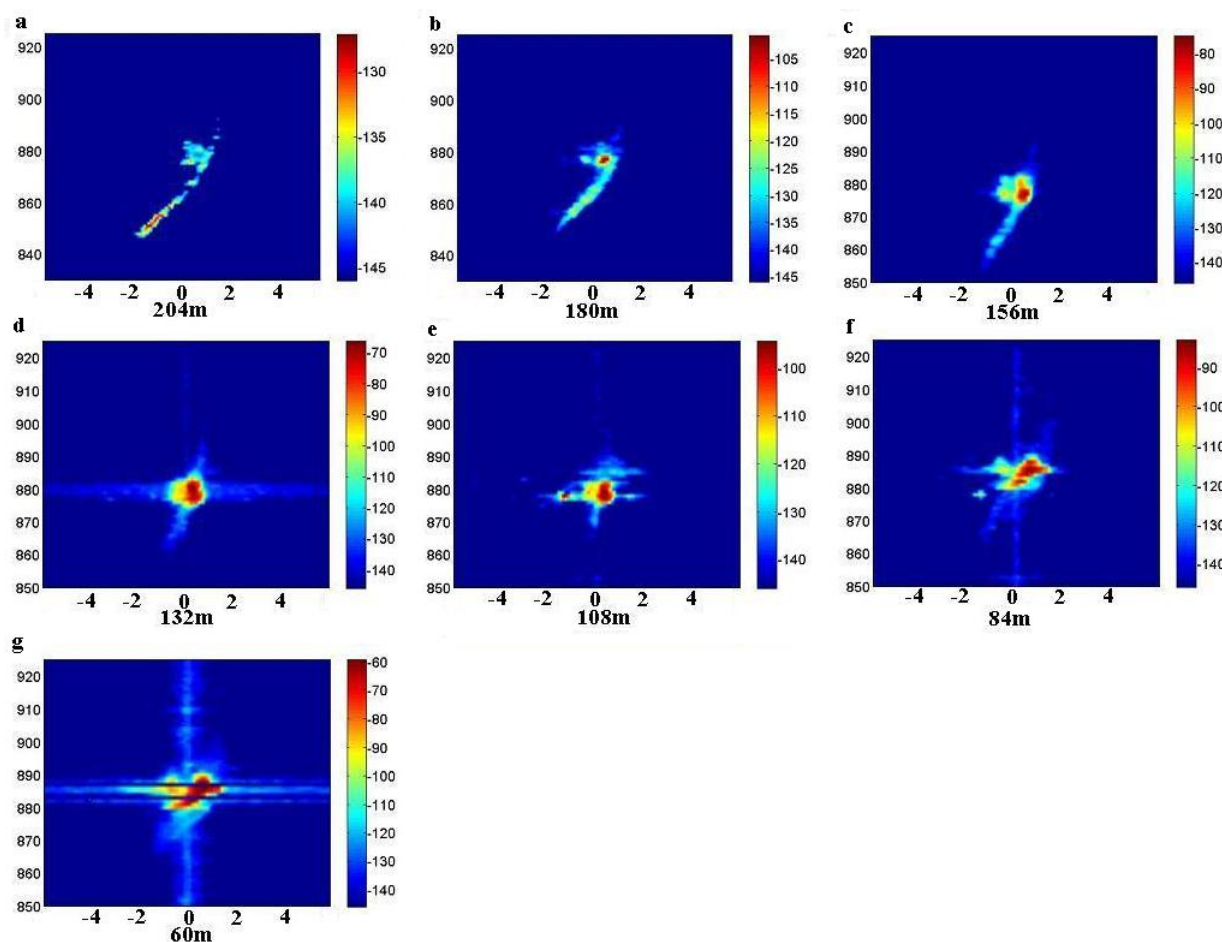


FIGURE B.7 – Les spectres Doppler mesuré par CURIE, selon les portes, la vitesse en abscisse en m/s et le temps en ordonnée, la puissance en dBm en couleur. SIRTA 22-10-2008.

Conclusion

En conclusion, nous pouvons dire que nous avons mis au point un dispositif de largage des cibles artificielles 'Chaff' au SIRTA.

Ces cibles sont visibles sur les enregistrements du radar CURIE que ce soit en réflectivité, vitesse et élargissement spectral. Malheureusement par erreur, l'antenne n'était pas en position verticale. De plus, l'aéronef et l'enveloppe des paquets de Chaff ont sans doute perturbé les mesures. En nous ramenant selon la verticale,

l'ordre de grandeur de la vitesse de chute du Chaff paraît plus grand que ce que le calcul théorique prévoyait. Ceci peut être expliqué par une faible vitesse d'expulsion des cibles qui ont du rester agglomérées, mais surtout à cause d'une composante horizontale non estimée.

Pour une prochaine campagne, destinée à tester la représentativité des mesures de turbulence avant et après la diffusion de Chaff il faudrait :

1. S'assurer que l'enveloppe des brins de Chaff ne soit pas entraînée dans l'air.
2. Faire en sorte que la diffusion du Chaff soit homogène en larguant à différents intervalles de temps plusieurs charges de Chaff.
3. Faire en sorte que l'aéronef largueur sorte du champ de radar très rapidement.
4. S'assurer que l'antenne est bien verticale.
5. Un ventilateur diffusant le Chaff serait opportun.

Annexe C

Actualité sur l'utilisation des radar météorologiques

Plusieurs radar ou réseaux de radar sont installés dans le monde afin de sonder les couches atmosphériques, aider l'aviation civile, assurer la sécurité contre les incendies et les grands orages dangereux (les tornades). Les sources d'information de cette partie sont les sites internet de chaque organisation.

Parmi ces radars, nous pouvons citer :

En France, Météo France dispose d'un réseau, le réseau ARAMIS avec des radar de précipitations (localisation et mesure de l'intensité), 24 radar qui sont répartis sur l'ensemble du territoire métropolitain, figure C.1. Météo France dispose aussi d'un réseau de radar dans les départements et territoires d'outre-mer spécialisé dans la détection et le suivi des cyclones tropicaux. D'autres radars, les radars ST (12 radar) sont également répartis pour la mesure des profils de vent. Ces radars sont rattachés aux réseaux européens afin d'analyser et de prévoir la météorologie.

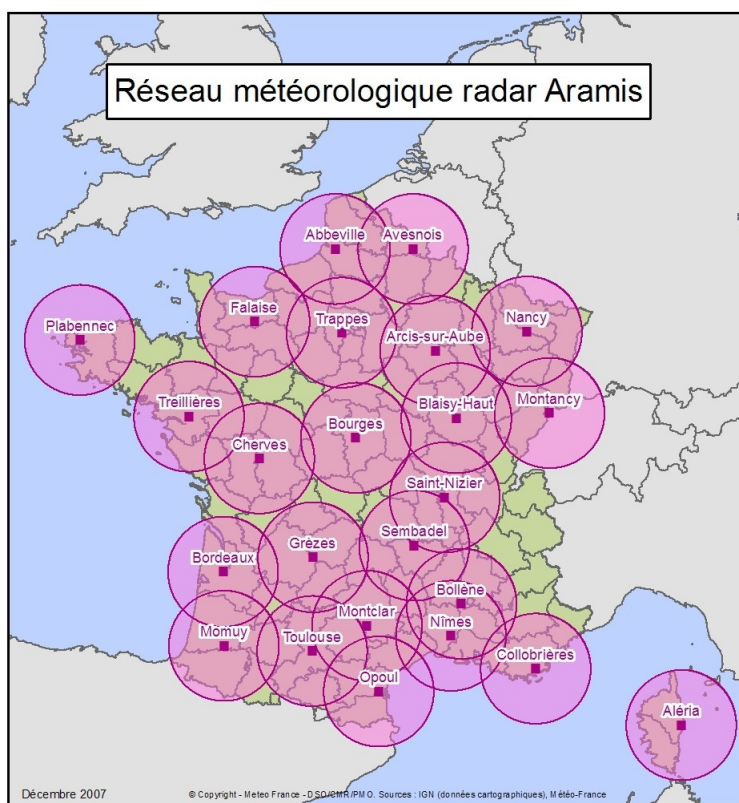


FIGURE C.1 – Réseau météorologique radar ARAMIS.

En Europe, plusieurs programmes ou réseaux météorologiques seront mis en oeuvre afin d'avoir des informations en temps réel, de mesurer les profils, le module et la direction du vent ainsi que des mesures de précipitations. Ces données peuvent également être utilisées pour des recherches scientifiques. Parmi ces réseaux nous trouvons :

- Le programme OPERA qui permet d'avoir à tout moment, une image instantanée des précipitations sur toute l'Europe. Il est géré par EUMETNET (The Network of European Meteorological Services). Dans ce réseau, nous trouvons 165 radars distribués partout en Europe, figure C.2. Ce programme a pour but de fournir une plate-forme européenne dans laquelle l'expérience est échangée afin d'optimiser les mesures, ainsi que pour harmoniser les données et l'échange des produits au niveau européen. Les radar du réseau ARAMIS français font partie de ce programme Européen.



FIGURE C.2 – Carte de la distribution des radar du programme OPERA en Europe.

- Le réseau CWINDE (Coordination Wind profiler Network) contient des radars profileurs et des radar météorologiques qui couvrent l'Europe, nous trouvons 6 profileurs en France. Le nombre total de ces radar dépasse 80 unités.
- En Europe, une organisation indépendante gère également les données météorologiques, c'est l'EMCWF (The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), soutenue par 31 états. Ce centre coopère avec plusieurs organisations européennes comme EUMETNET (The Network of European Meteorological Services), l'ESA (European Space Agency) et JRC (Join Research Centre), ou organisations africaines comme ACMAD (African Centre of Meteorological Applications for Development) et mondiale comme WMO (Word Meteorological Organisation), CLRTAP (Executive Body of the Convention on Long-Range Transboundary Air Pollution) et CTBTO (Preparatory Commission for the Comprehensive Nuclear Test-Ban Treaty Organisation). L'objectif de cette organisation est de :
 - Développer des méthodes numériques pour les prévisions météorologiques.
 - De Préparer de façon régulière des prévisions météorologiques à moyen terme pour la distribution aux services météorologiques des Etats membres.

- D'organiser la recherche scientifique et technique orienté vers l'amélioration de ces prévisions.
- De collecter et de stocker des données météorologiques appropriées.

Aux Etats-Unis, le réseau de la NOAA (National Oceanic Atmospheric Administration) est réparti sur 18 Etats pour mesurer les profils du vent, ainsi que pour des recherches environnementales et universitaires. Un autre réseau, le NexRad aux USA, est utilisé pour alerter les habitants de ce pays dans les cas de situations météorologiques dangereuses. NexRad dispose de presque 160 radar qui couvrent toute la surface du pays.

Le laboratoire de Lincoln dans le Massachusetts dispose d'un système de radar TDWR (Terminal Doppler Weather Radar) en bande C pour l'aide à l'aviation civile, qui est utilisé dans plus de 45 aéroports principaux aux USA. Le système TDWR identifie et alerte les contrôleurs de trafic aériens des vents forts dans les basses couches et les risques des rafales. TDWR donne également une information sur l'intensité de précipitations. Ceci fournit un rapport météorologique à l'usage des pilotes.

Ces réseaux sont utilisés pour la sécurité de l'aviation civile et militaire, l'agriculture et la surveillance des forêts. Il existe un réseau transpacifique de la NOAA (11 radars UHF et VHF). Un réseau de radars UHF est utilisé en Californie pour mesurer les basses couches dans le cadre d'études environnementales de pollution.

Au Canada, le réseau de l'Ontario et du Québec (13 radar) est mis en place pour démontrer l'importance de la prévision et la recherche atmosphérique, ainsi que pour mesurer le vent, la turbulence, aider à la navigation et contrer les incendies des forêts. Pour plus d'information voir [Hocking et al., 2007].

Au Japon, un réseau d'une trentaine des radar (UHF) a été développé pour étudier le vent et la qualité de l'air. Nous trouvons aussi le réseau X-net qui est un réseau de radar polarimétriques et Doppler en bande X à Tokyo. Ce réseau de systèmes d'alerte a pour but de mesurer et de surveiller les tornades et les précipitations intenses qui causent des glissements de terrain.

Le ministère des transports Japonais dispose d'un réseau d'une trentaine de radars pour la surveillance des précipitations dans tout le territoire (radar en bande C). Toutefois, le Japon a commencé à développer de plus en plus des radar en bande X puisqu'ils sont de taille plus petite que les radars et sont facilement utilisables dans des villes très denses comme Tokyo. Pour plus d'information, voir [Masayuki et al., 2008].

En Corée du Sud, un réseau de profileurs UHF assez récent (2007) a été mis en place pour la prévision des fortes pluies ou neige et pour le suivi des typhons (ce sont des tempêtes qui remontent de la zone tropicale vers le Nord de l'hémisphère). Au Brésil, l'IPMET (L'institut de recherche météorologique) possède 3 ou 4 radars dans l'état de São Paulo. Ce sont des radar de précipitations. Nous trouvons aussi le réseau SIVAM qui a pour but de surveiller l'Amazonie au moyen de radar fixes ou mobiles (aéroportés).

Nous n'avons cité que quelques pays, mais on peut trouver d'autres réseaux comme en Angleterre ou en

Allemagne. Ceci montre qu'indépendamment de l'aspect recherche, l'aspect opérationnel des radar (dont les radar en bande X) a une très grande importance pour la sécurité environnementale.

Annexe D

Al-Sakka H., A.Weill, C. Le Gac, R. Ney,
L. Chardenal, J.-P. Vinson, L. Barthès
and E. Dupont 2009 : CURIE : a low
power X-band, low atmospheric
Boundary Layer Doppler radar.
Meteorologische Zeitschrift, vol.18, No.
3, 001-010.

.

CURIE: a low power X-band, low atmospheric Boundary Layer Doppler radar

HASSAN AL-SAKKA^{1*}, ALAIN WEILL¹, CHRISTOPHE LE GAC¹, RICHARD NEY¹, LAURENT CHARDENAL¹, JEAN PAUL VINSON¹, LAURENT BARTHÈS¹ and ERIC DUPONT²

¹Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales, LATMOS/IPSL, Vélizy, France

²EDF-R&D - CERE, Chatou cedex, France

(Manuscript received September 12, 2008; in revised form December 12, 2008; accepted February 23, 2009)

Abstract

A new X-band Doppler miniradar, the CURIE radar (Canopy Urban Research on Interactions and Exchanges), mainly adapted to low Atmospheric Boundary Layer ABL sounding has been developed at LATMOS (Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales) formerly CÉTP (Centre d'étude des Environnements Terrestre et Planétaires). After a brief description of the measurement conditions in a turbulent atmosphere, the main characteristics of the new sensor are presented. As an example, we compare CURIE vertical velocity fluctuations with UHF observations to show the vertical velocity measurement validity. As a prospective area of application in clear air, we focus on a first observation of vertical velocity variance which is supposed to be related to entrainment across the inversion layer. As our objective is to study low boundary layers during different atmospheric conditions and since the radar works in the presence of precipitation (as all X-band radar do), we also show vertical rain soundings in the lower part of the ABL and illustrate our findings with results demonstrating comparable reflectivity and precipitation rates as estimated with a disdrometer and with a rain gauge.

Zusammenfassung

Ein neues X-Band-Doppler-Miniradar, das sog. CURIE-Radar (Canopy Urban Research on Interactions and Exchanges) wurde am LATMOS (Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales), früher CÉTP (Centre d'étude des Environnements Terrestre et Planétaires) entwickelt. Es ist hauptsächlich für die Anwendung in der unteren atmosphärischen Grenzschicht vorgesehen. Nach kurzer Beschreibung der Messbedingungen in der turbulenten Atmosphäre wurden die wesentlichen Charakteristika des neuen Systems präsentiert. Es wurden als Beispiel mit CURIE gemessene Vertikalgeschwindigkeitsfluktuationen mit UHF-Beobachtungen verglichen, um die Qualität der Methode aufzuzeigen. Unter clear-air-Bedingungen konzentrieren wir uns auf die Beobachtung der Varianz der Vertikalgeschwindigkeit, von der angenommen wird, dass sie ein Ausdruck für den Entrainment-Prozess in der Inversionsschicht ist. Bei der Untersuchung der unteren atmosphärischen Grenzschicht während unterschiedlicher atmosphärischer Bedingungen, konnten wir auch vertikale Regenechos im unteren Teil der ABL registrieren, da das CURIE (wie alle Radars) auch bei Niederschlägen arbeitet. Es wurden unseren Ergebnissen vergleichbare Reflexions- und Niederschlagsraten, die mit Disdrometern und Regennessern erhalten wurden, gegenübergestellt.

1 Introduction

Knowledge of air dynamics in the lower atmosphere is necessary for several kinds of investigations especially with the requirement for a fine spatial vertical resolution close to 20 m in the first 500 m of the ABL and with a first level of observation as low as possible to have at least a measurement in the surface layer. For example, pollution studies have to be connected to the UBL (Urban Boundary Layer) and take into account the exchange processes at the top of the city itself which concerns particularly the city canopy. This zone can in principle be covered by Sodar and Lidar measurements but:

- Sodar is not very efficient in extremely noisy environments present in some urban areas such as the edges of highways. Furthermore, Sodar noise itself does not seem to be socially accepted by city inhabitants. However as shown by LITTLE (1972), acoustic reflectivity (for Sodar) is larger than electromagnetic reflectivity (for radar) in the ABL, but this superiority does not outweigh the presence of large acoustic noise;
- Lidar may be unable to work correctly in very low atmospheric layers in case of too many particles and intense low level fogs. Above typically 300 m height, ST Radar (UHF, VHF) and Lidar are indisputably privileged instruments.

These considerations account for an interest to develop an instrument equivalent to Sodar but not sensitive to ambient acoustic noise and without any acoustic noise generation. For that purpose, we have developed a new

*Corresponding author: Hassan Al-Sakka, Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales, LATMOS/IPSL, 10-12 Avenue de L'Europe, 78140 Vélizy, France e-mail: hassan.al-sakka@latmos.ipsl.fr

Table 1: Description of scientific prototype of CURIE

Characteristic	Value
Power	70 W
Frequency	9.42 GHz
Pulse width: – Biphase mode	150 ns
– Coded mode (Spano code)	Codes length 4, 8, 16 binary elements
Repetition period	0.6 μ s to 4.8 μ s
Spatial resolution	22.5 m
Antenna Gain	40 dBi
Aperture	1.9°

X-band Radar CURIE for Urban Canopy Research and study of Interactions and Exchanges.

X-band was chosen because small antennas can be used, which is convenient in an urban configuration. The possibility to develop a low power, less expensive radar using a solid state transmitter system was another reason. VHF and UHF radar working in clear air are based in principle on Bragg scattering in the inertial subrange of small scale turbulence if turbulence is rising in the atmospheric boundary layer, see for example TATARSKII (1961) and OTTERSTEN (1969). However, an important question was the feasibility of clear air Bragg scattering for centimeter wavelengths in the inertial subrange, since centimeter waves are close to the dissipation range. Several observations (for acoustic waves) using for example 6 kHz up to 20 kHz corresponding (for Bragg scattering) to a turbulence wavelength λ_{Turb} between 0.8 cm and 2.5 cm, have shown convincing turbulent responses since high frequency minisodars have been used for turbulence studies, see for example COULTER and MARTIN (1986) and WEILL et al. (1986).

For centimeter electromagnetic waves, Bragg sounding must be also possible, since for passive scalar like temperature, humidity and also radio index fluctuations, the lower scale limit of the inertial subrange (the Kolmogorov scale) in the low boundary layer, is close to one mm, see HILL (1989) and GIBSON (1991). The Kolmogorov length scale is indeed $(\nu^3/\varepsilon)^{0.25}$ where ν is the kinematic viscosity and ε the turbulent dissipation rate, see KALLISTRATOVA (1959) and MONIN (1962). As an example, with an air kinematic viscosity close to $1.5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ at 20°C and a turbulent dissipation rate between $5.0 \cdot 10^{-5}$ and $6.25 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ at 50 m corresponding to typical friction velocities in the low boundary layer between 0.1 m s^{-1} and 0.5 m s^{-1} , one obtains a Kolmogorov scale between 0.9 mm and 2.9 mm.

CURIE observations in clear air have shown that this assumption was relevant, but it does not take into account the possible cases of low turbulence levels in which the Kolmogorov dissipation scale can increase up to centimeters. During these cases the CURIE signal can be drastically reduced by viscous damping, near the dissipation range of turbulence following GOSSARD et al. (1984).

Another important point is the minimum of turbulence to be detected. To be very sensitive to turbulence in the ABL, CURIE reflectivity, in term of C_n^2 , the refractive index structure parameter, should be at least of $10^{-16} \text{ m}^{-2/3}$, see NEFF and COULTER (1986).

The use of radar for precipitation analysis is of course not innovative and Doppler radar at vertical incidence and high power radar have already been used since more than thirty years, see ATLAS et al. (1973). Vertically pointing, low power, very small radar specifically adapted for rain observations as K-band Micro Rain Radar (MMR), LÖFFLER-MANG et al. (1999) and PETERS et al. (2002) are now routinely utilized. It has to be also noted that low power, solid state X-band radar has been also used in the recent past in the USA for different atmospheric uses, as done by BLUESTEIN and UNRUH (1989) to compute wind spectra in tornadoes and for studying other phenomena and that an X-band radar network CASA (Collaborative Adaptive Sensing of the Atmosphere) is also used in central Oklahoma for monitoring and studying tornadoes and severe thunderstorms. CURIE was designed at first for clear air studies, but its ability to complement clear air observations with precipitation observations warrants to be analyzed. It is indeed usual in boundary layer studies to look at clear air conditions, but the boundary layer just before, during and after rain remains an important topic for the physics of atmospheric boundary layer.

In this paper, after the CURIE radar and data processing description in section 2, we present several observations of CURIE in section 3. The subsection 3.1 is devoted to low clear air ABL and subsection 3.2 concerns a few results during precipitation. Some conclusions and perspectives of CURIE use are finally presented.

2 Radar description and data processing

Figure 1 shows a picture of CURIE on the top of the measurement shelter at SIRTa (Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique).

CURIE is a pulse coded X-band Radar. The description of this radar is summed up in Table 1. An offset antenna is used to minimize the effects of secondary beams and ground clutter (fixed echoes). The orientation of this antenna is piloted by an azimuth and elevation positioning system. The received signal is amplified, down-converted, filtered and then sampled at the intermediate frequency of 60 MHz.

Signal generation (pulse modulation), digital reception, coherent integration and decoding are programmed in a FPGA (Field Programmable Gate Array). Radial Doppler velocity averages are then processed to provide reliable measurements from an altitude of nearly 40 m (to be improved) above ground level and its maximum range corresponding to 720 m. As a matter of fact,



Figure 1: Picture of the CURIE offset antenna at the top a shelter at the SIRTa site (Ecole Polytechnique Palaiseau, France). The antenna is fixed to a positioning system at the left of the picture.

the maximum range can be lower depending on the chosen coded mode.

Here we use the Spano codes, i.e. the technique of pulse compression to improve signal to noise ratio, see SPANO and GHEBREBRHAN (1996).

The Radar processes 4096 FFT points and the number of coherent integrations can vary to respond to signals received from clear air or from precipitation. In clear air, the number generally is in accordance with 300 integrations which correspond to a dwell time between 0.225 m s and 1.485 m s, which is considered to be small compared to the coherence time of turbulence, see KELLERER and TOKOVININ (2007). In the ABL, coherence time is in the range between typically 10 m s and 100 m s.

During precipitation, i.e., due to the high reflectivity signal, coherent integrations are not necessary. CURIE data are then analyzed using Matlab where Doppler spectra are averaged and smoothed to discriminate and to eliminate noise errors. The used procedures are the following:

After averaging and smoothing the spectra, we remove the ground clutters (in our case, they are very fine) and we fit a Lorentzian function that models the ground clutter (showing the same amplitude and same width at half height).

Then, spectra are modeled and fitted with a Gaussian function from which the spectral power, the Doppler ve-

locity and the variances are estimated. The method is applied for clear air or for precipitation.

The number of spectra in an hour depends on the chosen mode, on the repetition period and on the number of coherent integrations. Generally we get one spectrum every 3 seconds.

Due to different kinds of backscatter mechanisms associated with turbulence or with rain drops two types of reflectivity are used:

- In the presence of turbulence (Bragg scattering):

$$\eta = 0.38 C_n^2 \lambda^{-1/3} \quad (2.1)$$

where η (m^{-1}) is radar reflectivity and C_n^2 ($\text{m}^{-2/3}$) is the refractive index structure function.

- In the presence of hydrometeors (Rayleigh scattering); see BATTAN, (1973) :

$$\eta = \frac{\pi^5 |K|^2}{\lambda^4} Z \quad (2.2)$$

where $|K|^2$ is a function of the complex index of refraction (depending on the electric properties of water) and Z is the radar reflectivity factor.

Note that mixed cases can also occur when turbulence and precipitation Doppler spectra appear; these can not necessarily be well separated. Other possible mechanisms of scattering for example Mie scattering when scatters are equal or larger than the radar wavelength, are not considered here.

3 Observations

3.1 CURIE observations in clear air

3.1.1 Clear air reflectivity observations

CURIE Radar is located inside SIRTa (an experimental site located at Ecole Polytechnique, Palaiseau (France) which is dedicated to atmospheric observations with ground based remote sensing techniques (Sodar, Lidar, Radar and radiometers) and local meteorological observations), see <http://sirta.ipsl.polytechnique.fr>. Measurements were performed mainly during 3 periods in 2007; since July 10, 2008, CURIE works continuously. The first period is between March 21 and April 15, 2007, the second period in May (~10 days) and the last period is during September (2 days). Raw primary data were processed and stored, using Labview, in one hour files. Using the positioning system, CURIE can point automatically along different directions (elevation and azimuth), but as only two days in September were available considering this horizontal wind configuration, we present only representative results corresponding to a vertically pointing antenna beam configuration.

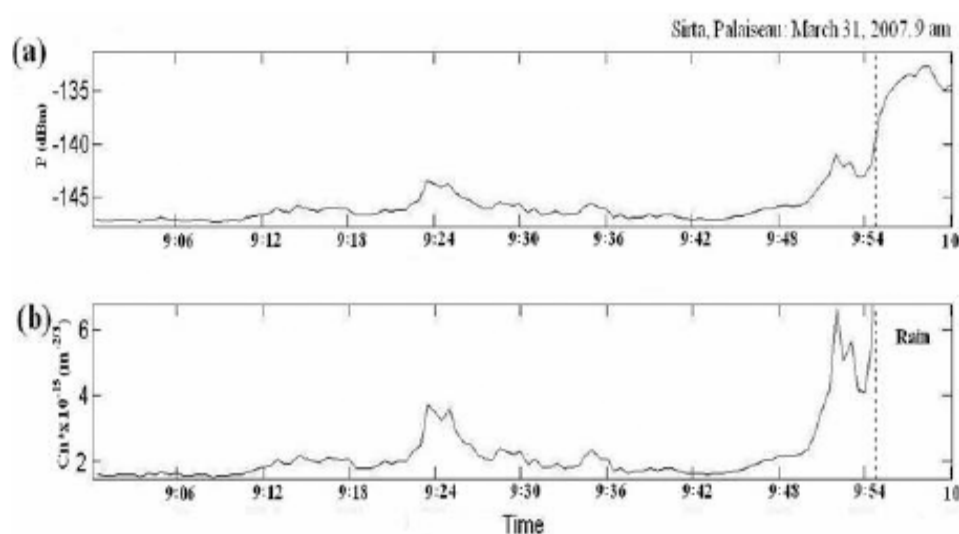


Figure 2: Response of CURIE in clear air at an altitude of 130 m, (a) Received Power P in dBm as a function of time, (b) Equivalent C_n^2 ($\times 10^{-15} \text{ m}^{-2/3}$) as a function of time; SIRTa on March 31, 2007; local time.

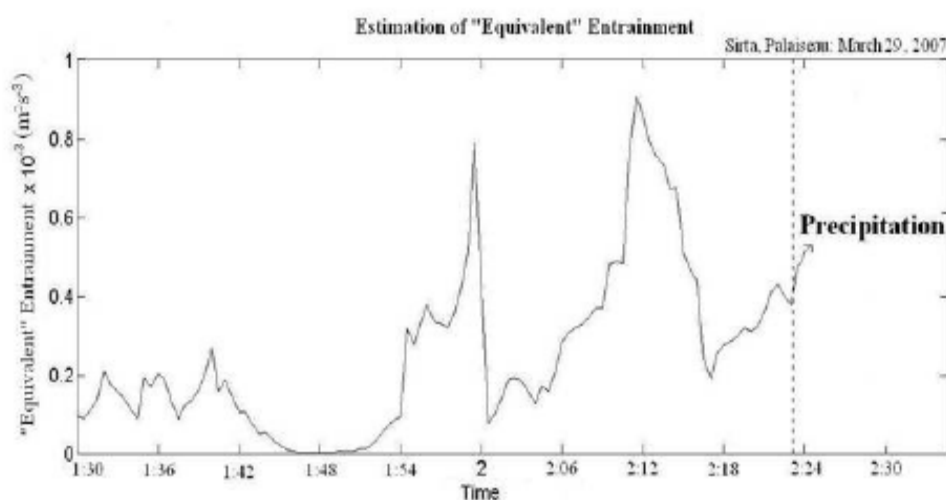


Figure 3: Estimation of the “equivalent” entrainment as a function of time on March 29, 2007 at SIRTa, at the level of the inversion level ($\text{m}^2 \text{ s}^{-3}$); local time.

Different parameters (power spectrum, Doppler velocity, standard deviation of the Doppler velocity, estimations of refractive index structure function) are calculated.

Figure 2 shows the response of CURIE in clear air. Data were collected on March 31, 2007, at 9 am (local time) at an altitude of 130 m. In (a) we plot the power spectrum as a function of time. The signal remains relatively stationary up to the last 10 minutes, where the power increases rapidly due to the initiation of precipitation. In (b), an “apparent” refractive index structure function C_n^2 was computed using equation (2.1). This term of “apparent reflectivity” is used since CURIE is

not calibrated, but CURIE reflectivity is however known at better than 3 dB, taking into account the radar equation, the antenna beam efficiency and the radar signal processing algorithm. In the last 10 minutes, due to the different scattering mechanisms, C_n^2 is indeed not estimated. The order of magnitude of the “apparent” C_n^2 is found to be larger than $10^{-16} \text{ m}^{-2/3}$ which is the minimum of turbulence measurable by CURIE. Using radiosounding close to the SIRTa, comparisons with C_n^2 were undertaken. A factor two was found between CURIE and the radiosonde data. Though comparisons of C_n^2 from radar and estimations from radiosounding have been published in literature and have shown good agree-

ment, see as an example RAO et al. (2001), the comparisons cannot be used to calibrate radar but only to give qualitative comparisons. Indeed:

$$C_n^2 = a^2 A L_0^{4/3} M^2, \quad (3.1)$$

TATARSAKII (1971) where a^2 is a constant without dimension generally taken as 2.8 but known with an uncertainty of 25 %, and:

$$A = K / K_m (1 - Ri) \quad (3.2)$$

A is a function depending on the eddy diffusion coefficients for radio index K and momentum K_m and Ri is the Richardson number. A is supposed to be close to one but is rather uncertain, especially upon the surface layer. An uncertainty of 50 % on A and more can be considered due to other difficulties to compute precisely the Richardson number.

L_0 is the outer scale of turbulence and can be parameterized as a function of the local mean wind speed, height of observation and stability. Uncertainty on L_0 can be as large as the spectral peak relative to the outer scale and, corresponding to the initiation of the turbulence cascade, actually is often large, see HANNA (1968).

M depends on temperature, potential temperature, humidity, pressure and respective potential temperature and humidity gradients. An uncertainty larger than 100 % is also possible, particularly due to the computation of the vertical gradients. It is important to remark that parameterizations used to compute the eddy coefficients are only well established in the surface layer, using Monin-Obukhov similarity, see BUSINGER et al. (1971) and STULL (1988).

It has also to be noted that the presence of bugs which can enhance the reflectivity, see CAMPISTRON (1975), was not obvious in the early spring and turbulent echoes were observed during clear winter convective situations, when bugs are supposed to be absent or scarce.

3.1.2 A tentative procedure to determine entrainment flux across inversion layers

It is well known that boundary layer evolution is determined by dynamics of exchange across inversion layers and is related to the entrainment fluxes. BALL (1960) quoted by TENNEKES (1973) suggested that entrainment flux was related to vertical kinetic energy across the inversion layer, mainly associated with buoyancy effects. This concept was used with Sodar; see DUBOSCLARD (1980), FAIRALL (1984) and WEILL and LEHMANN (1990). A rough estimate of entrainment flux Q_i was proposed:

$$Q_i = -A \frac{\sigma_w^3}{h} \quad (3.3)$$

where A was close to 1.4, see WEILL et al. (1980), (here we use this value) and h is the height of the inversion determined from radar maximum clear air reflectivity.

The vertical velocity variance across the inversion layer must take into account momentum production across the wind shear transition and buoyancy related to negative heat fluxes at the inversion layer transition. As wind shear has not been estimated, we cannot transform (3.3) into entrainment flux. Therefore (3.3) cannot be reduced to the virtual sensible heat flux since generally wind shear does not vanish at the inversion layer, and the entrainment which is estimated here is the "equivalent entrainment" which can occur in the absence of wind shear at the inversion level. In case of cloud initiation, it has to be noted that virtual temperature is used due to humid air entrainment across the boundary layer. This mechanism is responsible for cloud formation; see MATHIEU et al. (2004).

Figure 3 shows estimates of the "equivalent" entrainment fluxes from (5), just before precipitation, with data collected on March 29, 2007, local time. Of course, these raw estimations of entrainment fluxes must be validated and compared to cloud parameterization and modeling with different mechanisms as suggested in MATHIEU et al. (2004) as bulk Richardson number. Comparisons with surface fluxes should also to be carried out. In addition, dry and humid buoyancy components due to sensible and latent heat fluxes, respectively, must be taken into account. Note that Figure 3 represents just a quantity which is supposed to be proportional to entrainment and the constant A has to be determined precisely, performing different experiments during which stable layer height, virtual potential temperature profiles, wind shear, and entrainment fluxes have to be determined. The peak located at around 2 hours is associated with low values of the inversion layer height; this observation is not new and has already been obtained with Sodar, see DUBOSCLARD (1980). This kind of phenomenon occurs often in the presence of gravity waves and oscillations associated with the inversion layers, see EYMARD and WEILL (1979) and WEILL et al. (1987).

3.1.3 Comparison of vertical velocity fluctuations with UHF radar

The UHF radar Deg rewind PCL1300 is used by EDF (Electricité De France) to study the wind profiles and is located in SIRTa near CURIE radar. Its peak power is 4 kW, and it broadcasts at a frequency close to 1.238 GHz, ($\lambda = 24$ cm). The Radar antenna is made out of five panels necessary for the formation of the five beams (one vertical and four oblique beams). The four oblique antenna beams are tilted 17° from the vertical. Each panel consists of a network composed of eight antennas. The radar antenna is usually surrounded by a fence designed to reduce ground clutter from fixed objects close by (trees, buildings). It detects the radial Doppler velocity within a volume resolution that has an aperture of 8.5° . It provides reliable measurements from an altitude of about 85 m above ground level, which has been proved in campaign measurement in Lannemezan

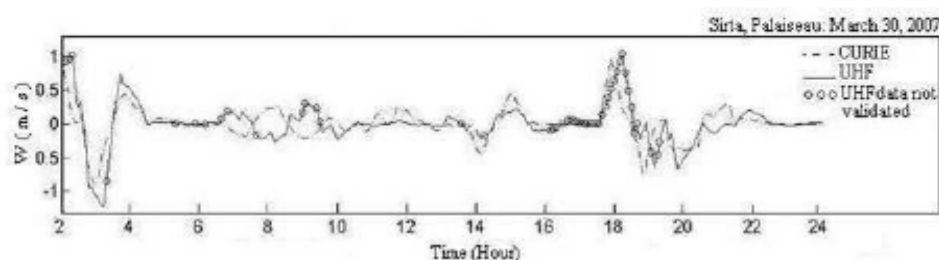


Figure 4: Comparison of vertical velocity fluctuations W (m/s) as a function of time on March 30, 2007 at Sirta, between CURIE and UHF radar; local time.

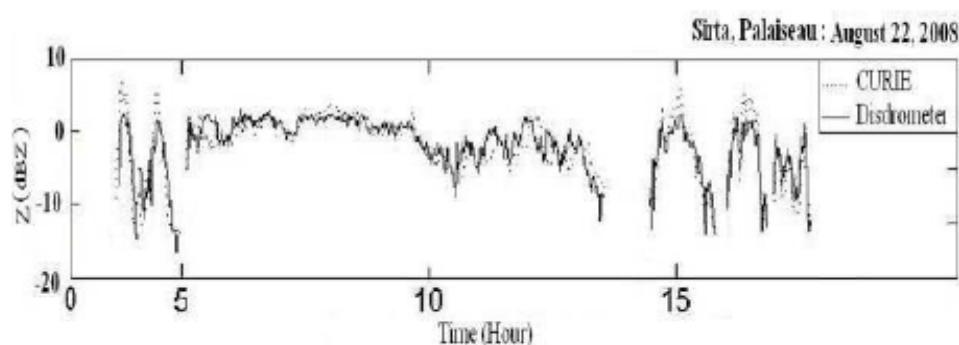


Figure 5: Comparison of reflectivity (dBZ) between CURIE at 60 m and the LATMOS disdrometer, as a function of time (local time) during precipitation on August 22, 2008 at Sirta.

(South West of France), and its maximum range, that depends on the intensity of the echoes from the atmosphere, is about 1500 to 2000 m. Note that the signal received has been reduced using an isolating switch in the receiver.

Data coming from this UHF radar are stored in 5 minute files, but each file from this radar corresponds to moving averages (averages on 30 minutes delayed every 5 minutes).

Figure 4 shows a comparison of vertical velocity between CURIE and the UHF radar, after elimination of a low frequency negative mean tendency associated with each radar and of same order of magnitude. In this Figure, we plot CURIE vertical velocities fluctuations (in dashed line) and UHF radar fluctuations as a function of time (local time) at an altitude of 200 m. These data were collected on March 30, 2007. The black circles correspond to cases where UHF data were not validated. We can observe a good correspondence between these two fluctuations. This relatively good correlation seems to be systematic at least for concomitant observations but mean tendencies have to be analyzed and understood.

3.2 CURIE measurement during precipitation

CURIE as an X-band radar with high resolution is very useful to determine precipitation parameters in the lower part of the ABL, especially on sites where rain gauge

measurements exist which is a good way to determine the rain estimates precisely. CURIE cannot be compared to high power radars that are used for synoptic meteorology and dynamics of precipitation, however, due to its small maximum range (720 m) and its resolution (22.5 m) it is adapted to analyze rain influence on the low boundary layer. To calculate the rainfall rate R , the amount of water through a horizontal section of surface unity during a time interval, we use Z-R relationship (Z is the radar reflectivity factor). The most widely used Z-R relationship is the Marshall-Palmer relationship, see MARSHALL and PALMER (1948):

$$Z = 200R^{1.6} \quad (3.4)$$

This formula is available for stratiform precipitation which was observed during our experiment, but many other relationships available for stratiform precipitation have been proposed in literature. In case of convective precipitation or mixed cases with alternating stratiform and convective precipitation (with temporary large negative vertical velocities), the application of the Marshall-Palmer relationship would lead to erroneous estimations of precipitation rates, see ATLAS et al. (1973).

Z was computed from the relationship between Z and η , equation (2.2), in the conditions of the approximation of Rayleigh scattering. However, cases can occur during which Rayleigh conditions are not satisfied, cor-

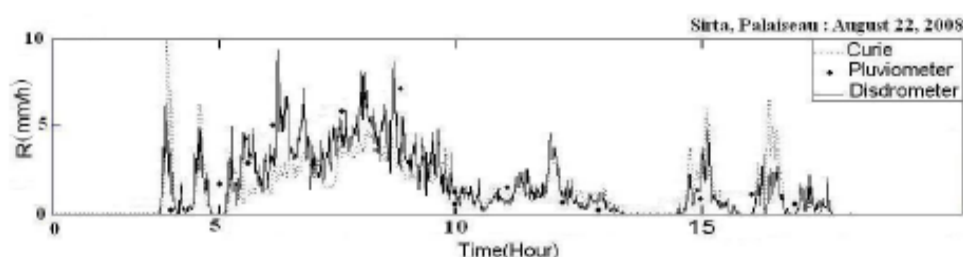


Figure 6: Comparison of Rainfall Rate R (mm/h) between CURIE at 60 m, the LATMOS disdrometer, and the rain gauge as a function of time (local precipitation) during precipitation at SIRTa on August 22, 2008.

responding to Mie scattering (particle diameters/radar wavelength equal or larger than one) or mixed cases in the presence of turbulence and rain drops when simultaneously Bragg and Rayleigh scattering are suspected to occur and Doppler spectra are difficult to interpret, see GOSSARD (1988).

We here present only a case of stratiform precipitation which represents what was observed during several months at SIRTa. Accordingly, here it can be supposed that the Rayleigh conditions are fulfilled.

It has to be noted that Z is relative to the volume of the gate scanned by radar. The unit of Z is $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$. In our study we use a disdrometer developed in LATMOS, which is an optical instrument (infrared LED used) for measuring all types of precipitation. It enables to record the number, the size and the velocity of raindrops hitting the surface of the disdrometer (100 cm^2), allowing for the direct calculation of the reflectivity, the rainfall rate, the drop size distribution and so on. For more information about the disdrometer see DELAHAYE et al. (2006). Z is related to the number of precipitation drops $N(D)$, e.g. BATTAN (1973), as:

$$Z = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D) D^6 dD \quad (3.5)$$

R can be computed using:

$$R = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D) D^3 [V(D) - w] dD \quad (3.6)$$

D is the diameter of the raindrop; $V(D)$ is the velocity of the raindrop; w is the vertical upward component of the wind velocity ($w = 0$ for ground based measurements).

It has to be noted that X-band attenuation inside precipitation events can be large and must be corrected, see WEXLER and ATLAS (1963) and ECCLES and MUELLER (1971). In the case of low stratiform precipitation for a path close to 200 m at 100 m height, as considered in this study, it is negligible considering a reflectivity uncertainty smaller than 3 dB. As an example for a rain rate between 1 mm/h and 100 mm/h and a

mean atmospheric temperature of 18°C it is found to be between 0.0012 dB and 0.34 dB.

Figure 5 shows a comparison between CURIE and the LATMOS disdrometer data which were collected on August 22, 2008, at the SIRTa site at Palaiseau. The CURIE antenna was vertically pointing. We plotted the CURIE response in a dotted line and the disdrometer response in a continuous line. We have chosen the third gate ($\sim 60 \text{ m}$) from the radar results, at a height where far field conditions begin to be satisfied. Reflectivity is calculated in dBZ. The results of the disdrometer and the radar measurements show a very good agreement. The maximum difference is in the order of 3 dBZ which is in the range of radar reflectivity uncertainty, but can be also explained from the fact that the radar measurement refers to an observed volume, whereas the local measurement refers to a surface. The absence of rain is observed simultaneously from the radar and the surface rain measurement.

In Figure 6, we also show a comparison between CURIE, the LATMOS disdrometer and a classical rain gauge (on the site) in terms of the rainfall rate R at the same date and the same place. Here we use equation (3.4) to compute R from CURIE, and a direct calculation is made from the disdrometer and the rain gauge (rain gauge measurements are relative to one hour). The disdrometer can be considered as a “ground truth” for precipitation measurements and as a means for radar calibration, see WILLIAMS et al. (2005) and DELAHAYE et al. (2006), but the nature of the two signals are different. Before any calibration of CURIE for a measurement of the precipitation rate, we need to use a Z - R relationship corresponding to the type of precipitation as well as to compare separately the evolution of the precipitation event and the measurement results, respectively. We observe an agreement between the results which prove once more that CURIE can be used as an instrument to calculate the parameters of the respective precipitation event. Here the maximum difference between the results of CURIE and the disdrometer is on the order of 3 mm/h due to the same reason as with respect to the reflectivity.

4 Conclusion

CURIE is a prototype which needs improvement, and its validation is ongoing. It appears to be well suited to “urban micrometeorology”. Data collected with this small radar during precipitation events were also very encouraging since the precipitation rate in the low boundary layer part as estimated from the vertically pointing CURIE radar corresponds very well to the precipitation rate as measured with a disdrometer. The disdrometer is a useful instrument for precipitation radar calibration; see MCFARQUHAR and LIST (1993). This radar has been designed for low atmospheric boundary layer profiling. In this paper, we have only presented first interesting observations in clear air and in precipitation:

- Turbulence observation in the boundary layer, C_n^2 evaluation fluctuations. This observation shows that the sensitivity of CURIE is as expected, but systematic comparisons during different atmospheric conditions with independent estimations remain fundamental to understand if the turbulence response corresponds to inertial turbulence.

Particularly for C_n^2 estimations, comparisons have already been undertaken using radiosounding, but if measured C_n^2 does not generally differ by a factor 2 from CURIE estimates, we cannot consider this a real calibration method. According to literature, the validation of parameterizations with respect to the atmospheric surface layer has to meet higher requirements, since the eddy coefficients and the external scale of turbulence are not measured but only estimated. Systematic comparisons with other clear air radar systems as done by LOTHON et al. (2002) would give a good indication on the C_n^2 validity and representativeness, but the best method would be the use of systematic comparisons of C_n^2 measurements using airborne measurements or a tethered balloon borne microwave refractometer, see GJESSING et al. (1973). An interesting perspective for calibration and analysis would be using a boundary layer virtual radar simulator as done by SCIPION et al. (2008) using an LES (Large Eddy Simulation). This justifies:

- undertaking a dedicated Boundary Layer field experiment to initiate external atmospheric parameters for the model forcing.
- incorporating a typical CURIE radar signal (taking into account of all the radar processes and parameters) in the LES and to compute as an output the boundary layer parameters.
- comparing output parameters as C_n^2 to the CURIE output for validation.

- A preliminary evaluation of a dynamic parameter related to entrainment across a stable layer just before cloud evolution toward precipitation has been undertaken.

More work has to be carried out to determine the consistency of this parameter to infer buoyancy flux across the inversion layer as done with Sodar by DUBOSCLARD (1980).

This type of analysis is necessary since we have to take into account that CURIE can be applied to clear air physics as well as to precipitation physics in the ABL.

- A comparison of vertical velocity fluctuations with UHF Radar.

It shows good agreement with the measured variables, but going further into scatter mechanisms at different wavelengths is necessary to explain the differences.

- Comparisons of the precipitation rate as obtained with CURIE and with a disdrometer.

The relevant comparisons between precipitation rates justify the use of CURIE for urban hydrology when rain gauges are difficult to be used due particularly to building effects. CURIE can also document the modification of the boundary layer due to precipitation in case of drops evaporation or condensation in the low ABL.

Combining precipitation measurements from the radar and external measurements from disdrometers could also help in the radar calibration, but it requires systematic disdrometer measurements and has to be based on the hypothesis that disdrometer reflectivity estimates correspond to a ground truth. This is probably not always the case considering differences from radar reflectivity which gives information on an observed volume whereas disdrometers measure the local precipitation on a surface.

Different works are in progress to validate extensively the instrument:

- Systematic validation of CURIE during different ABL conditions and particularly horizontal wind measurement.
- Precipitation analysis.
- Discrimination of turbulence in the presence of precipitation.

We have only described a few examples for the results as obtained with a vertically pointing antenna, but in the future the orientation capabilities of CURIE will be used for horizontal wind profiling. For that purpose, real time processing will be improved using fast response relevant operational algorithms since real time data processing is not operational. While CURIE is designed for the application in urban micrometeorology, CURIE has also some potential to be used in the MABL (Marine Boundary Layer).

List of abbreviations

ABL: Atmospheric Boundary Layer
 CASA: Collaborative Adaptive Sensing of the Atmosphere.
 CETP: Centre d'étude des Environnements Terrestre et Planétaires
 CURIE: Canopy Urban Research on Interactions and Exchanges
 EDF: Electricité De France.
 FFT: Fast Fourier Transformer.
 FPGA: Field Programmable Gate Array
 LATMOS: Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales
 LES: Large Eddy Simulation
 MABL: Marine Boundary Layer
 MMR: Micro Rain Radar
 SIRTa: Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique. ST: Stratospheric Troposphere
 UBL: Urban Boundary Layer
 USA: United States of America

Acknowledgments

CURIE has received support from INSU (CNRS) (Moyens Mi-Lourds), from SESAME project (funded by Ile de France region), from LATMOS and from IPSL. It is a pleasure to acknowledge all our colleagues who have helped in the development of CURIE and particularly Martial Haefelin, Scientific and Technical Head of SIRTa to have given us the opportunity to install CURIE inside SIRTa.

References

- ATLAS, D.R., C. SRIVASTAVA, R.S. SEKHON, 1973: Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. – *Rev. Geophys. Space Phys.* **11**, 1–35.
- BALL, F.K., 1960: Control of inversion height by surface heating. – *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **86**, 483–494.
- BATTAN, L.J., 1973: Radar Observation of the Atmosphere. – The University of Chicago Press, Chicago, 324.
- BLUESTEIN, H.B., W.P. UNRUH, 1989: Observation of the wind field in tornadoes, funnel clouds, and wall clouds with a portable Doppler radar. – *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **70**, 1514–1525.
- BUSINGER, J.A., J.C. WYNGAARD, Y. IZUMI, E.F. BRADLEY, 1971: flux profile relationships in the atmospheric surface layer. – *J. Atmos. Sci.* **28**, 181–189.
- CAMPISTRON, B., 1975: Characteristic distributions of angel echoes in the lower atmosphere and their meteorological implications. – *Bound.-Layer Meteor.* **9**, 411–426.
- COULTER, R.L., T.J. MARTIN, 1986: Results from a high power, high frequency sodar. – *Atmos. Res.* **20**, 157–269.
- DELAHAYE, J.-Y., L. BARTHES, P. GOLE, J. LAVERGNAT, J.P. VINSON, 2006: A dual-beam spectropolarimeter concept. – *J. Hydrol.* **328**, 110–120.
- DUBOSCLARD, G., 1980: A comparison between observed and predicted values for the entrainment coefficient in the planetary boundary layer. – *Bound.-Layer Meteor.* **18**, 473.
- ECCLES, P., E.A. MUELLER, 1971: X-Band attenuation and liquid water content estimation by a dual-wavelength radar. – *J. Appl. Meteor.* **10**, 1252–1259.
- EYMAR, L., A. WEILL, 1979: A study of gravity waves in the planetary boundary layer by acoustic sounding. – *Bound.-Layer Meteor.* **17**, 331–345.
- FAIRALL, C.W., 1984: Wind shear enhancement of entrainment and refractive index structure parameter at the top of the turbulent mixed layer. – *J. Atmos. Sci.* **41**, 3472–3484.
- GIPSON, C.H., 1991: Kolmogorov similarity hypotheses for scalar fields: sampling intermittent mixing in the ocean and galaxy. – *Proceedings of the Royal Society of London* **434**, 149–164.
- GJESSING, D.T., A.G. KJELAAS, E. GOLTON, 1973: Small scale atmospheric structure deduced from measurements of temperature, humidity and refractive index. – *Bound.-Layer Meteor.* **4**, 475–492.
- GOSSARD, E.E., 1988: Measuring drop-size distributions in clouds with clear-air-sensing Doppler radar. – *J. Atmos. Oceanic Technol.* **5**, 640–649.
- GOSSARD, E.E., R.B. CHADWICK, T.R. DETMAN, J. GAYNOR, 1984: Capability of surface-based clear air Doppler radar for monitoring meteorological structure of elevated layers. – *J. Climate Appl. Meteor.* **23**, 474–485.
- HANNA, S. R., 1968: A Method of Estimating Vertical Eddy Transport in the Planetary Boundary Layer Using Characteristics of the Vertical Velocity Spectrum. – *J. Atmos. Sci.* **5**, 1026–1033.
- HILL, R., 1989: Structure functions and spectra of scalar quantities in the inertial-convective and viscous-convective ranges of turbulence. – *J. Atmos. Sci.* **46**, 2245–2251.
- KALLISTRATOVA, M.A., 1959: Procedure for investigating sound scattering in the atmosphere. – *Akad. Zürich* **5**, 496–498.
- KELLERER, A., A. TOKOVININ, 2007: Atmospheric coherence time in interferometry: definition and measurement. – *Astronomic and Astrophysics* **461**, 775–781.
- LITTLE, C.G., 1972: On the detectability of fog, cloud, and snow by acoustic echo sounding methods. – *J. Atmos. Sci.* **28**, 748–755.
- LÖFFLER-MANG, M., M. KUNZ, 1999: On the performance of low-cost K-band Doppler radar for quantitative rain measurements. – *J. Atmos. Ocean. Technol.* **16**, 379–386.
- LOTHON M., B. CAMPISTRON, S. JACOBY-KOALY, B. BÉNECH, F. LOHOU, F. GIRARD-ARDHUIN, 2002: Comparison of radar reflectivity and vertical velocity observed with a scannable C-band Doppler radar and two UHF profilers in the lower troposphere. – *J. Atmos. Ocean. Technol.* **19**, 899–910.
- MARSHALL, J.S., W.M. PALMER, 1948: The distribution of raindrops with size. – *J. Meteor.* **5**, 165–166.
- MATHIEU, A., A. LAHELLEC, A. WEILL, 2004: Evaluation of a numerical weather forecast model using boundary layer cloud-top temperature retrieved from AVHRR. – *Mon. Wea. Rev.* **132**, 915–928.
- MCFARQUHAR, G.M., R. LIST, 1993: The Effect of curve fits for the disdrometer calibration on raindrop spectra, Rainfall Rate and radar reflectivity. – *J. Appl. Meteor.* **32**, 774–782.
- MONIN, A.S., 1962: Characteristics of the scattering of sound in a turbulent atmosphere. – *Soviet Phys. Acoustics* **7** (English Translation), 370.
- NEFF, W.D., R.L. COULTER, 1986: Acoustic Remote Sensing. – In: LENSCHOW, D.H. (Ed.): *Probing the Atmosphere*.

- spheric Boundary Layer, American Meteor. Soc., Boston, MA, 201–266.
- OTTERSTEN, H., 1969: Radar Backscattering from the Turbulent Clear Atmosphere. – *Radio Sci.* **4**, 1251–1255.
- PETERS, G., B. FISHER, T. ANDERSSON, 2002: Rain observation with a vertically looking Micro Rain Radar MMR. – *Boreal Environ. Res.* **7**, 353–362.
- RAO, D.N., T.N. RAO, M., VENKATARATNAM, S. THULASIRAMAN, S.V.B. RAO, P. SRINIVASULU, P.B. RAO, 2001: Diurnal and seasonal variability of turbulence parameters observed with Indian mesosphere-stratosphere-troposphere radar. – *Radio Sci.* **36**, 1439–1457.
- SCIPION, D.E., P.B. CHILSON, E. FEDOROVICH, R.P. PALMER, 2008: Evaluation of an LES-based wind profiler simulator for observations of a daytime atmospheric convective boundary layer. – *J. Atmos. Ocean. Technol.* **25**, 1434–1436.
- SPANO, E., O. GHEBREBRHAN, 1996: Pulse coding techniques for ST/MST radar systems: A general approach based on a matrix formulation. – *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **34**, 304–316.
- STULL, R.B., 1988: An introduction to boundary layer meteorology, Atmospheric Sciences Library. – Kluwer Academic publishers, 666 pp.
- TATARSKI, V.I., 1961: Wave propagation in a turbulent medium. – McGRAW-HILL book company, INC.
- , 1971: The Effects of the Turbulent Atmosphere on Wave Propagation. – National Technical Information Service, Springfield, Virginia.
- TENNEKES, H.A., 1973: Model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer. – *J. Atmos. Sci.* **30**, 558–565.
- WEILL, A., H. LEHMANN, 1990: Already twenty years of acoustic sounding: some applications. – *Z. Meteor.* **40**, 241–250.
- WEILL, A., C. KLAPISZ, F. BAUDIN, 1986: The CRPE miniSodar: Applications in Micrometeorology and in physics of precipitations. – *Atmos. Res.* **20**, 317–335.
- WEILL, A., M. BLEZ, F. LECA, 1987: The observation of gravity waves and horizontal mixing in the atmospheric boundary layer. – *Ann. Geophys.* **5B**, 413–420.
- WEILL, A., C. KLAPISZ, B. STRAUSS, F. BAUDIN, C. JAUPART, P. VAN GRUNDERBEECK AND J. P. GOUTORBE, 1980: Measuring heat flux and structure function of temperature fluctuations with an acoustic Doppler sodar. – *J. Appl. Meteor.* **19**, 199–205.
- WEXLER R., D. ATLAS, 1963: Radar reflectivity and attenuation of rain. – *J. Appl. Meteor.* **2**, 276–280.
- WILLIAMS, C.R., K.S. GAGE, W. CLARK, O. KUCERA, 2005: Monitoring the reflectivity calibration of scanning radar using a profiling radar and a disdrometer. – *J. Atmos. Oceanic Technol.* **22**, 1004–1018.

Bibliographie

- [Al-Sakka et al., 2009] Al-Sakka H., A.Weill, C. Le Gac, R. Ney, L. Chardenal, J.-P. Vinson, L. Barthès and E. Dupont, 2009 : CURIE : a low power X-band, low atmospheric Boundary Layer Doppler radar. *Meteorologische Zeitschrift*, vol.18, No. 3, 001-010.
- [Arnaud et al., 2004] Arnaud, M., G.W. Pratt and E. Pointecouteau, 2004 : Structural and scaling properties of galaxy clusters : probing the physics of structure formation, *MmSAI* 75 (2004), pp. 529–537.
- [Atlas et al., 1973] Atlas, D. R., C. Srivastava and R.S. Sekhon, 1973 : Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Reviews of Geophysical and Space Physics*, 11, 1-35.
- [Ball, 1960] Ball, F.K., 1960 : Control of inversion height by surface heating. *Quart Journal of Royal Meteor Society*, 86, 483-494.
- [Balsley and Gage, 1980] Balsley, B. B. and Gage, K. S., 1980 : The MST radar technique : potential for middle atmospheric studies. *PAGEOPH*, 118, 452-493.
- [Battan, 1973] Battan, L.J., 1973 : *Radar Observation of the Atmosphere*. The University of Chicago Press, Chicago, 324.
- [Blackman and Tukey, 1958] Blackman, R.B., and Tukey, J., W., 1958 : *The measurement of power spectra from the point of view of communication engineering*. Dover Publications, 190 pp.
- [Blustein and Unruth, 1989] Blustein, H.B. and W.P. Unruh, 1989 : Observation of the wind field in tornadoes, funnel clouds, and wall clouds with a portable Doppler radar. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 70, 1514-1525.
- [Brusaert, 1982] Brutsaert, W., 1982 : *Evaporation Into the Atmosphere*, Kluwer Acad. Norwell, Mass.
- [Businger et al., 1971] Businger, J.A., J.C. Wyngaard, Y. Izumi and E.F. Bradley, 1971 : flux profil relationships in the atmospheric surface layer. *Journal of Atmospheric Science*, 28, 181-189.
- [Campistron, 1975] Campistron, B., 1975 : Characteristic distributions of angel echoes in the lower atmosphere and their meteorological implications. *Bound.-Layer Meteor.*, 9, 411–426.

- [Chong, 1976] Chong, M., 1976 : Mesures des profils de vent par un Sodar Doppler. Tech. Rep. CRPE-22, CRPE/CNET/CNRS, Issy les Moulineaux, France, 103 pp. [disponible à CRPE, Avenue de la Recherche Scientifique, 45045, Orleans Cedex, France.]
- [Delahaye et al., 2006] Delahaye, J.-Y., L. Barthes, P. Gole, J. Lavergnat and J.P. Vinson, 2006 : A dual-beam spectropilometer concept. *Journal of Hydrology*, 328, 110-120.
- [Dubosclard, 1980] Dubosclard, G., 1980 : A comparison between observed and predicted values for the entrainment coefficient in the planetary boundary layer. *Boundary Layer Meteorology*, 18 (4), 473.
- [Eccles and Mueller, 1971] Eccles, P. and E.A. Mueller, 1971 : X-Band attenuation and liquid water content estimation by a dual-wavelength radar. *Journal of Applied Meteorology*, 10, 1252- 1259.
- [Eilts and Smith, 1990] Eilts, M. D., and S. D. Smith, 1990 : Efficient dealiasing of Doppler velocities using local environmental constraints. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 7, 118-128.
- [Eymard and Weill, 1988] Eymard L. and A. Weill, 1988 : Dual Doppler radar investigation of the tropical boundary layer, 49, 853-864.
- [Eymard and Weill, 1982] Eymard, L. and Weill, A. : 1982 : 'Investigation of Clear Air Convective Structure in the PBL Using a Dual Doppler Sodar, *J. Appl. Meteorol.*, 21
- [Eymard and Weill, 1979] Eymard, L. and A. Weill, 1979 : A study of gravity waves in the planetary boundary layer by acoustic sounding. *Boundary layer Meteorology*, 17(2), 331-345.
- [Fairall, 1984] Fairall, C.W., 1984 : Wind shear enhancement of entrainment and refractive index structure parameter at the top of the turbulent mixed layer. *Journal of Atmospheric Sciences*, 41 (24), 3472-3484.
- [Fesquet et al., 2006] Fesquet C., C. Barthlott, P. Drobinski, T. Dubos, C. Pietras and M. Haefelin, 2006 : Impact of terrain heterogeneity on near-surface turbulence : long-term investigation at SIRTa observatory. In : 17th symposium on boundary layers and turbulence, number J6.6, San Diego, CA.
- [Fielder and Panofsky, 1972] Fielder, F., and Panofsky, H. A., 1972 : The geostrophic drag coefficient and the 'effective' roughness length. *Q. J R. Meteorol. Soc.*, 98,213-220.
- [Foote and Du Toit, 1969] Foote, G.B. and P.S. Du Toit, 1969 : Terminal velocity of raindrops aloft. *J. Appl. Meteor.*, 8, 249 253.
- [Gage et al., 1989] Gage, K. S., Balsley, B. B., Carter, D. A., Ecklund, W. L., McAfee, J. R., 1989 : The Christmas Island ST radar (2 ~ N, 157 ~ W). In : Liu, C. H., Edwards, B. (eds.) *Handbook for MAP. SCOSTEP Secretariat*, University of Illinois, Urbana, Illinois, USA. 28, 498-499.

- [Ghebrevbrhan, 1990] Ghebrevbrhan, O., 1990 : Full decoding of truncated ranges for ST/MST radar applications, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 28, 14–18.
- [Gjessing et al., 1973] Gjessing, D.T., A.G. Kjellaas and E. Golton, 1973 : Small scale atmospheric structure deduced from measurements of temperature, humidity and refractive index. *Boundary Layer Meteorology*, 4, 475–492.
- [Goode and Belcher, 1999] Goode, K., and Belcher, S. E. : 1999, ‘On the Parameterisation of the Effective Roughness Length for Momentum Transfer over Heterogeneous Terrain’, *Boundary-Layer Meteorol.* 93, 133–154.
- [Gossard et al., 1997] Gossard, E. E., J. B. Snider, E. E. Clothiaux, B. Martner, J. S. Gibson, R. A. Kropfli, and A. S. Frisch, 1997 : The potential of 8-mm radars for remotely sensing cloud drop size distributions. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 14, 76–87.
- [Gossard, 1988] Gossard, E. E., 1988 : Measuring drop-size distributions in clouds with a clear-air-sensing Doppler radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 5, 640–649.
- [Gossard et al., 1984] Gossard, E.E., R.B. Chadwick, T. R. Detman and J. Gaynor, 1984 : Capability of surface-based clear air Doppler radar for monitoring meteorological structure of elevated layers. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23, 474–485.
- [Gunn and East, 1954] Gunn, K. L. S. and East, T. W. R., 1954 : The microwave properties of precipitation particles. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 80, 522–545
- [Gunn and Marshall, 1955] Gunn K. L. S., and J. S. Marshall, 1955 : The effect of wind shear on falling precipitation. *J. Meteor.* 12, 339–349.
- [Gunn and Kinzer, 1949] Gunn R., and G. D. Kinzer, 1949 : The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *J. Meteor.* 6, 243–248.
- [Hanesch, 1999] Hanesch, M., 1999 : Fall velocity and shape of snowflakes. Ph. D. dissertation, ETH, Zurich, No. 13322, 117 pages.
- [Hanna, 1968] Hanna, S. R., 1968 : A Method of Estimating Vertical Eddy Transport in the Planetary Boundary Layer Using Characteristics of the Vertical Velocity Spectrum. *Journal of Atmospheric Science*, 5 (6), 1026–1033.
- [Hauser and Amayenc, 1983] Hauser, D., and P. Amayenc, 1983 : Exponential size distributions of raindrops and vertical air motions deduced from vertically pointing Doppler data using a new method. *J. Climate Appl. Meteor.*, 22, 407–418
- [Hill, 1989] Hill, R., 1989 : Structure functions and spectra of scalar quantities in the inertial-convective and viscous-convective ranges of turbulence. *Journal of Atmospheric Science*, 46 (14), 2245–2251.

- [Hocking et al., 2007] Hocking, W., P. A. Taylor, P. S. Argall, I. Zawadzki, F. Fabry, G. Mcbean, R. Sica, H. Hangan, G. Klaasen, J. Barron, and R. Mercer, 2007 : A VHF wind profiler network in Ontario and Quebec, Canada : Design details and capabilities. 33rd Conf. on Radar Meteorology Cairns, Australia, Amer. Meteor. Soc..
- [Jones, 1992] Jones D. M. A., 1992 : Raindrop spectra at the ground. *J. Appl. Meteor.*, 31, 1219–1225
- [Juisto and Eadie, 1963] Juisto, J. E. and W. J. Eadie, 1963 : “Terminal fall velocity of radar chaff.” *Journal of Geophysical Research* 68 : 2858-2861.
- [Kruger and Krajewski, 2002] Kruger A, and W.F. Krajewski, 2002 : “Two-Dimensional Video Disdrometer : A Description,” *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19, 602–617.
- [Kolmogorov, 1941] Kolmogorov, A.N., 1941 : in Dissipation of energy in a locally isotropic turbulence, *Doklady Akad. Nauk SSSR*, 32, 141
- [Laws and Parsons, 1943] Laws, J. O., and D. A. Parsons, 1943 : The relation of raindrop-size to intensity. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 24, 452–460.
- [Lothon et al., 2002] Lothon M., B. Campistron, S. Jacoby-Koaly, B. Bénéch, F. Lohou, and F. Girard-Ardhuin, 2002 : Comparison of radar reflectivity and vertical velocity observed with a scannable C-band Doppler radar and two UHF profilers in the lower troposphere. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19, 899–910.
- [Malcolm and Raupach, 1991] Malcolm, L. P. and M. R. Raupach, 1991 : “Measurements in an air settling tube of the terminal velocity distribution of soil material.” *Journal of Geophysical Research* 96 : 15275-15286.
- [Marshall and Palmer, 1948] Marshall, J.S. and W.M. Palmer, 1948 : The distribution of raindrops with size. *Journal of Meteorology*, 5, 165-166.
- [Masayuki et al., 2008] Masayuki M., T. Maesaka, R. Misumi, K. Iwanami, S. Suzuki, A. Kato, S. Shimizu, K. Kieda, T. Yamada, H. Hirano, F. Kobayashi, A. Masuda, T. Moriya, Y. Suzuki, A. Takahori, D. Lee, D. Kim, V. Chandrasekar, Y. Wang, 2008 : X-band Polarimetric Radar Network in the Tokyo Metropolitan Area - X-NET -, ERAD 2008, the fifth european conference on radar in meteorology and hydrology.
- [Masson, 2000] Masson, V., 2000, A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models, *Boundary-layer meteorology*, 357-397.
- [Mastrantonio and Argentini, 1997] Mastrantonio G and Argentini S 1997 : A modular PC-based multiband Sodar system *Acoustic Sounding and Applications*, edited by S. P. Singal, Narosa, New Delhi, 105– 116.

- [Mathieu et al., 2004] Mathieu, A., A. Lahellec and A. WEILL, 2004 : Evaluation of a numerical weather forecast model using boundary layer cloud-top temperature retrieved from AVHRR. *Monthly weather review*, 132, 915-928.
- [Melling and List, 1978] Melling, H. and R. List., 1978 : Doppler Velocity Extraction from Atmospheric Acoustic Echoes Using a Zero-Crossing Technique *J. Appl.Meteorol.* 17, 1274-1285.
- [Monin, 1962] Monin, A.S., 1962 : Characteristics of the scattering of sound in a turbulent atmosphere. *Soviet Physics and Acoustics (English Translation)*, 7, 370.
- [Neff and Coulter, 1986] Neff, W.D. and R.L. Coulter, 1986 : Acoustic Remote Sensing, in : *Probing the Atmospheric Boundary Layer*, D.H. LENSCHOW editor. American Meteorological Society, Boston, MA, 201-266.
- [Ney et al. , 1991] Ney, R., F. Bertin and A. Cremieu, 1991 : Some remarks on the calibration of the French PROUST (UHF) and INSU-METEO (UHF AND VHF) ST radars, Solar-Terrestrial Energy Program : Proceedings of the fifth Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST radar, Aberystwyth, UK, 392-396.
- [Ottersten, 1969] Ottersten, H., 1969 : Radar Backscattering from the Turbulent Clear Atmosphere. *Radio Science*, 4 (12), 1251-1255.
- [Panofsky and Dutton, 1983] Panofsky, H. A., and J. A. Dutton, 1983 : *Atmospheric Turbulence : Models and Methods for Engineering Applications*. Wiley and Sons, 397 pp.
- [Panofsky, 1973] Panofsky H. A., 1973 : *Tower micrometeorology* (edited by Haugen, D. A.) Workshop on Micro-Meteorology, pp. 151-176. AMS, Boston.
- [Peters et al., 2002] Peters, G., B. Fisher and T. Andersson, 2002 : Rain observation with a vertically looking Micro Rain Radar MMR. *Boreal Environment Research*, 7, 353-362.
- [Pigeon et al., 2007] Pigeon G., A. Lemonsu, C. S. B. Grimmond, P. Durand, O. Thouron et V. Masson, 2007 : Divergence of turbulent fluxes in the surface layer : case of coastal city. *Bound.-Layer Meteor.*, 124, 269-290.
- [Rao et al., 2001] Rao, D.N., T.N. Rao, M., Venkataratnam, S. Thulasiraman, S.V.B. Rao, P. Srinivasulu and P.B. Rao, 2001 : Diurnal and seasonal variability of turbulence parameters observed with Indian mesosphere-stratosphere-troposphere radar, *Radio Sciences*, 36, 1439- 1457.
- [Röttger and Larsen, 1990] Röttger, J. and M.F. Larsen, 1990 : UHF, VHF Radar Techniques for Atmospheric Research and Wind Profiler Applications. In : D. Atlas, Editor, *Radar in Meteorology*, pp. 235-281 Am. Met. Soc. Boston.
- [Röttger, 1984] Röttger, J., 1984 : The MST radar technique. In : Vincent, R. A., (ed.) *Handbook of MAP*. SCOSTEP Secretariat, University of Illinois, Urbana, Illinois. USA. 13, 187-232.

- [Sauvageot, 1982] Sauvageot, H. 1982 : Radar météorologie Télédétection active de l'atmosphère, Eyrolles, Paris, 296 p.
- [Scipion et al., 2008] Scipion, D.E., P.B. Chilson, E. Fedorovich and R.P. Palmer, 2008 : Evaluation of an LES-based wind profiler simulator for observations of a daytime atmospheric convective boundary layer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25, 1434-1436.
- [Sekhon and Srivastava, 1971] Sekhon R. S., and R. C. Srivastava, 1971 : Doppler radar observations of drop-size distributions in a thunderstorm. *J. Atmos. Sci*, 28, 983-994.
- [Spano and Ghebrehirhan, 1996] Spano, E. and O. Ghebrehirhan, 1996 : Pulse coding techniques for ST/MST radar systems : A general approach based on a matrix formulation. *IEEE Transactions Geoscience Remote Sensing*, 34, 304-316.
- [Srivastava, 1971] Srivastava R. C. 1971 : Size distributions of raindrops generated by their breakup and coalescence. *J. Atmos. Sci.* 28 : 410-415.
- [Stull, 1988] Stull, R. B., 1988 : An introduction to boundary layer meteorology, Atmospheric Sciences Library, Kluwer Academic publishers, 666pp.
- [Tabary et al., 2001] Tabary, P., G. Scialom, and U. Germann, 2001 : Real-time retrieval of the wind from aliased velocities measured by Doppler radars.
- [Taconet and Weill, 1983] Taconet O. and A. Weill, 1983 : Convective plumes in the atmospheric boundary layer as observed with an acoustic Doppler Sodar, *Boundary Layer Meteorology*, 2, 143-158.
- [Tatarski, 1971] Tatarski, V.I., 1971 : The Effects of the Turbulent Atmosphere on Wave Propagation, National Technical Information Service, Springfield, Virginia.
- [Tatarski, 1961] Tatarski, V.I., 1961 : Wave propagation in a turbulent medium. McGRAW-HILL book company, INC.
- [Tennekes, 1973] Tennekes, H.A., 1973 : Model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer. *Journal of Atmospheric Science*, 30, 558-565.
- [Van Baelen et al., 2009] Van Baelen, J. S.; Tridon, F.; Pointin, Y. B. 2009 : Simultaneous X-band and K-band study of precipitation to derive specific Z-R relationships *Atmos. Res.* Vol. 94 , No. 4 , p. 596-605
- [Wakasugi et al., 1986] Wakasugi, K., A. Mizutani, M. Matsuo, S. Fukao and S. Kato, 1986 : A direct method for deriving drop-size distribution and vertical air velocities from VHF Doppler radar spectra. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 3, 623-629.
- [Weill and Lehmann, 1990] Weill, A. and H. Lehmann, 1990 : Already twenty years of acoustic sounding : some applications. *Zeitschrift für Meteorology*, 40 (4), 241-250.

-
- [Weill et al., 1987] Weill, A., M. Blez and F. Leca, 1987 : The observation of gravity waves and horizontal mixing in the atmospheric boundary layer, *Annales Geophysics*, 5B, 413-420 .
- [Weill et al., 1978] Weill, A. ; Baudin, F. ; Goutorbe, J. P. ; van Grunderbeeck, P. ; Leberre, P., 1978 : Turbulence structure in temperature inversion and in convection fields as observed by Doppler Sodar. *Boundary-Layer Meteorol.*, 15,375-390.
- [Weill et al., 1980] Weill A., Strauss B., Boudin F., Jaupart C., Van Granderbeeck P. and Goutorbe J. P. (1980) Measuring heat flux and structure functions of temperature fluctuations with an acoustic Doppler SODAR. *J. appl. Met.* 19, 199-203.
- [Wexler and Atlas, 1963] Wexler R. and D. Atlas, 1963 : Radar reflectivity and attenuation of rain, *Journal of Applied Meteorology*, 2, 276-280.
- [Yamada and Chong, 1999] Yamada, Y., and M. Chong, 1999 : VAD-based determination of the Nyquist interval number of Doppler velocity aliasing without wind information. *J. Meteor. Soc. Japan*, 77, 447-457. 1891-1906.
- [Zaour, 2005] Zaour F. 2005 : Exploitation des données du radar CURIE, stage de master 2 EISTI, Université de Versailles Saint Quentin, CETP.

Résumé

Résumé : L'étude de la couche limite atmosphérique (CLA) est indispensable pour différents types d'investigations (études des propriétés atmosphériques, surveillance de la pollution, études environnementales). Cette thèse est consacrée à l'étude des propriétés atmosphériques dans la CLA, la turbulence de petite échelle et les précipitations, à partir du radar CURIE.

Les données de CURIE, en ciel clair dont le vent, ont été analysées et comparées avec d'autres instruments de télédétection sur le site de SIRTa (radar UHF, Sodar et Lidar). Les résultats ont montré que CURIE est un instrument adapté à l'étude de la CLA jusqu'à 700m d'altitude. D'autres paramètres comme la turbulence d'indice C_n^2 , l'inversion radiative matinale et l'entraînement sommital associé peuvent être estimés.

En cas de précipitation, des comparaisons ont été effectuées avec un disdromètre et ont montré que CURIE dans les très basses couches permet l'étude des précipitations. Un cas de précipitation de neige a été également étudié. Des méthodes de représentations spectrales et une méthode de séparation du signal provenant de la turbulence en présence de précipitation ont été développées qui ouvrent une piste de recherche, utilisant le radar CURIE pour l'analyse des mouvements turbulents en présence de précipitation.

Mots Clés : *Couche Limite Atmosphérique (CLA), Radar, Traitement de signal, Analyse des données, Turbulence, Précipitations.*

Summary : The study of the atmospheric boundary layer (ABL) is essential for different types of investigations (studies of atmospheric properties, pollution monitoring, environmental studies). This thesis is devoted to the study of atmospheric properties in the ABL, the small-scale turbulence and precipitation from radar CURIE.

The data CURIE, clear air with the wind, were analyzed and compared with other remote sensing instruments on the site SIRTa (UHF Radar, Sodar and Lidar). The results showed that CURIE is an appropriate instrument for the study of the ABL up to 700m altitude. Other parameters such as turbulence index C_n^2 , radiative morning inversion and associated entrainment can be estimated.

In case of precipitation, comparisons were made with a disdromètre and showed that CURIE in very low levels enables the study of precipitation. A case of snowfall was also studied. Methods of spectral representation and a method of separating signal from turbulence in the presence of precipitation have been developed to open a line of research, using radar CURIE for analysis of turbulent motions in the presence of precipitation.

Keywords : *Atmospheric Boundary Layer (ABL), Radar, Signal Processing, Data Analysis, Turbulence, Precipitations.*